

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Пономарчук Антон Викторович

**ХРОНОЛОГИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО
МАГМАТИЗМА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА (НА ПРИМЕРЕ
ЫЛЛЫМАХСКОГО, ИНАГЛИНСКОГО, ДЖЕЛТУЛИНСКОГО И
ВЕРХНЕАМГИНСКОГО МАССИВОВ).**

1.6.3 – «Петрология, вулканология»

Диссертация на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель
доктор геол.-мин. наук
Дорошкевич Анна Геннадьевна

НОВОСИБИРСК – 2023

Содержание

Введение.....	4
Глава 1. Геология Алдано-Станового щита и особенности щелочного магматизма.....	9
1.1 Проблемы изучения высококалийевых пород и особенности классификации.....	9
1.2 Краткая история изучения и классификации щелочных пород Алдано-Станового щита.....	18
1.3 Тектоническое строение Алдано-Станового щита.....	21
1.4 Геохронология мезозойского магматизма Алдано-Станового щита.....	27
Глава 2. Методика исследований.....	33
2.1. Устойчивость изотопных систем и возраст формирования.....	33
2.2. Методика $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования.....	34
2.3. Методика U/Pb датирования (SIMS/LA-ICP MS и SHRIMP II) по циркону.....	36
2.4. Методика исследований изотопного состава (Sr, Nd, Pb, O).....	38
Глава 3. Результаты изучения щелочных массивов Центрально-Алданского рудного района.....	43
3.1. Краткая геологическая характеристика массива Инагли.....	43
3.2. Петрография пород массива Инагли.....	45
3.3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований пород массива Инагли.....	48
3.4. Результаты датирования метасоматитов Подголецного месторождения.....	50
3.5. Краткая геологическая характеристика Ыллымахского массива.....	51
3.6. Петрографическая характеристика пород массива Ыллымах.....	53
3.7. Петролого-геохимическая характеристика пород массива Ыллымах.....	55
3.8. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород массива Ыллымах.....	60
3.9. Изотопная (O, Sr-Nd) характеристика пород массива Ыллымах.....	62
3.10. Механизм образования и характеристика источника пород массива Ыллымах.....	65
3.11. Обсуждение результатов датирования пород массивов Инагли и Ыллымах.....	67
3.12. Дополнительные материалы к главе 3.....	73
Глава 4. Результаты исследования щелочных пород Тыркандинского рудного района.....	75
4.1. Структурная характеристика Тыркандинского рудного района.....	75
4.2. Геологическое строение Джелтулинского массива.....	79
4.3. Петрографическая характеристика пород Джелтулинского массива.....	81
4.4. Петролого-геохимическая характеристика пород Джелтулинского массива.....	83
4.5. Изотопная характеристика (Sr, Nd, Pb) пород Джелтулинского массива.....	86
4.6. Рудоносность Джелтулинской площади.....	87
4.7. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород Джелтулинского массива.....	90

4.8. Обсуждение результатов исследования Желтулинского массива.....	93
4.10. Дополнительные материалы к главе 4.....	98
Глава 5. Результаты изучения мезозойских щелочных пород Верхнеамгинского рудного района.....	102
5.1. Краткая геологическая характеристика Верхнеамгинского массива.....	102
5.2. Петрографическая характеристика пород Верхнеамгинского массива.....	105
5.3. Петролого- геохимическая характеристика пород Верхнеамгинского массива.....	108
5.4. Изотопная характеристика пород Верхнеамгинского массива.....	111
5.5. Рудные метасоматиты Верхнеамгинского массива.....	112
5.6. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования щелочных пород Верхнеамгинского массива.....	114
5.7. Результаты U-Pb (SIMS/LA-ICP-MS, SHRIMP-II) датирования щелочных пород Верхнеамгинского массива.....	118
5.8. Обсуждение результатов.....	120
5.9. Дополнительные материалы к главе 5.....	125
Глава 6. Обсуждение и обобщение полученных данных.....	132
6.1. Возрастные интервалы мезозойского магматизма.....	132
6.2 Геодинамическая интерпретация.....	134
Заключение.....	138
Список литературы.....	140

Введение

Актуальность исследования.

С комплексами щелочных пород связан широкий спектр месторождений разных типов полезных ископаемых: благороднометалльные (Au, Ag, Pt), редкие (Nb, Ta, Zr и другие), редкоземельные (REE) и радиоактивные, а также месторождения апатита, флюорита и другие. Многие из этих полезных ископаемых являются востребованными в мировой экономике. Развитие минерально-сырьевой базы требует проведения специализированных научных исследований, направленных на создание фундаментальной научной основы для разработки критериев прогноза, поисков и оценки месторождений, связанных со щелочными комплексами.

Несмотря на то, что щелочные породы составляют менее 1% от всех магматических пород, их изучение является важной задачей: они являются чувствительными индикаторами различных геодинамических обстановок и обладают геохимическими и изотопно-геохимическими характеристиками, позволяющими дешифровать мантийные, мантийно-коровые процессы эволюции Земли. Одним из крупных ареалов щелочного магматизма на территории России является Алдано-Становой щит – южный выступ Сибирской платформы, претерпевший тектоно-магматическую активизацию в мезозойскую эпоху. Сочетание древней многоэтапной эволюции щита и обширного проявления щелочного магматизма привело к появлению уникальной, по своим качествам, рудной провинции, с месторождениями, в том числе, крупными и сверхкрупными Au, Ag, Pt, Cu, Zn, Pb, Mo, Fe, U, Zr, апатита, флогопита, графита и других полезных ископаемых, разного возраста и генезиса. Возможность получать прецизионный радиологический возраст пород появилась относительно недавно – с внедрением современного оборудования и методик, при этом многие объекты, в том числе, и Алдано-Станового щита, остаются неизученными или малоизученными с геохронологической точки зрения.

Данная работа направлена на комплексное геологическое, минералогическое, петрографическое, петролого-геохимическое, изотопное (Sr, Nd, Pb, O) и геохронологическое (Ar-Ar, U-Pb SHRIMP II, LA ICP MS) изучение позднемезозойских щелочных комплексов Алдано-Станового щита и связанных с ними руд, выявление основных временных закономерностей проявления щелочного магматизма, определение возраста отдельных фаз массивов, установление этапов рудообразования и характеристику источников вещества.

Объект исследования – мезозойские щелочные породы и рудные метасоматиты Инаглинского, Ыллымахского, Верхнеамгинского и Желтулинского массивов Центрально-Алданского, Верхнеамгинского и Тыркандинского рудных районов, соответственно.

Цель работы – установить взаимоотношения между фазами Ыллымахского, Инаглинского, Желтулинского и Верхнеамгинского щелочных массивов и связанных с ними рудных метасоматитов, определить временные интервалы образования исследуемых объектов, дать характеристику источников вещества.

Задачи исследований:

1. Изучить петрографический и минеральный состав исследуемых пород и рудных метасоматитов. Получить петролого-геохимическую и изотопно-геохимическую (Sr, Nd, Pb, O) характеристики пород.
2. Провести геохронологические исследования основных разновидностей пород, слагающих исследуемые массивы и рудных метасоматитов.
3. Проследить общие временные закономерности для различных районов проявления мезозойского магматизма на Алдано-Становом щите.

Фактический материал и личный вклад автора. В основу работы положен фактический материал, полученный в результате исследования коллекций образцов щелочных пород мезозойских массивов Алдано-Станового щита. Часть каменного материала, на основе которого проводились исследования, была отобрана автором во время полевых работ в 2012 году, а другая часть

представлена для исследований к.г.-м.н. Прокопьевым И.Р. (ИГМ СО РАН), к.г.-м.н. Кравченко А.А (ИГАБМ СО РАН). В ходе выполнения работы было изучено более 80 шлифов, выполнено 300 микрозондовых анализов, более 100 определений основных компонентов и редких элементов в породах, и в минералах (методом лазерной абляции), получено более 40 определений изотопного состава Sr, Nd, Pb, O в минералах и породах, проведено более 30 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ экспериментов по определению возраста методом ступенчатого прогрева. Выполнено U/Pb датирование методами (SIMS/LA-ICP MS) более 60 цирконов из трех образцов пород.

Защищаемые положения:

1. Образование массива Ыллымах включает три эпизода внедрения: 142, 132 - 130 и 125 млн лет в последовательности фельдшпатоидные сиениты – полевошпатовые сиениты – щелочные граниты с участием процессов фракционной кристаллизации в промежуточных камерах. Формирование дифференцированного кольца щелочных пород и пегматитовых жил массива Инагли происходило в интервале 134 - 128 млн лет. Образование пород обоих массивов соответствует периодам становления других мезозойских массивов Центрально-Алданского района.
2. Внедрение основного объема щелочных сиенитов Верхнеамгинского массива происходило в интервале 132 - 129 млн лет, а даек и силлов на протяжении всей магматической активности – 138-117 млн лет. Период формирования Джелтулинского массива составляет 122-113 млн лет. Выделяется два цикла внедрения магм со становлением (1) лейкократовых и меланократовых сиенитов, (2) фойдитовых монцонитов. Золоторудные метасоматиты (121.5 ± 1.6 млн лет) связаны с ранними фазами массива.
3. Формирование расплавов для щелочных пород Ыллымахского, Джелтулинского и Верхнеамгинского массивов происходило с участием долгоживущего изотопно – обогащенного мантийного источника, образованного в раннем докембрии.

Научная новизна и практическая значимость.

В ходе выполнения работы впервые получена комплексная геохронологическая, петролого-геохимическая и изотопная (Sr, Nd, Pb) характеристика пород Верхнеамгинского и Желтулинского массивов. С использованием $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb (SHRIMP II, SIMS/LA-ICP-MS) методов установлены интервалы проявления и импульсный характер щелочного магматизма Верхнеамгинского и Желтулинского рудных районов.

В результате исследования пород массивов Ыллымах и Инагли (Центрально-Алданский рудный район) впервые получены: (1) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст формирования пород массива Ыллымах, дана их изотопно-геохимическая (Sr, Nd, O) характеристика. (2) Определен возраст фаз щелочного обрамления массива Инагли, а также возраст наложенных изменений дунитового ядра массива.

Полученные геохронологические данные могут быть использованы для составления и корректировки геологических карт. Выявленная связь золоторудных метасоматитов Желтулинского массива с ранними магматическими фазами является важной при проведении поисково-разведочных работ на перспективных участках.

Апробация работы.

Основные результаты исследования отражены в 8 статьях, опубликованных в рецензируемых (SCOPUS/WOS) журналах из списка ВАК. Результаты докладывались на Российских конференциях: Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (Иркутск, 2016); Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы (Санкт-Петербург, 2015); Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород (Москва, 2018); XX научная конференция «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» (Иркутск, 2022).

Структура и объем работы.

Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы. Текстовой и иллюстративный материал изложен на 161 страницах и включает 44 рисунка, 23 таблицы. Список литературы состоит из 202 наименований.

Благодарности.

Автор выражает особую благодарность д.г.-м.н. А.Г. Дорошкевич за руководство данной работой и всестороннюю поддержку. Автор выражает признательность д.г.-м.н. А.В. Травину за помощь в организации исследований, написании данной работы. Автор благодарен к.г.-м.н. И.Р. Прокопьеву за продолжительные и плодотворные совместные исследования, часть из которых представлена в данной работе. Автор выражает благодарность к.г.-м.н. А.А. Кравченко за предоставленные образцы и совместные исследования. Автор благодарит д.г.-м.н. А.С. Борисенко, д.г.-м.н. О.М. Туркину, д.г.-м.н. А.Э. Изоха, д.г.-м.н. И.В. Гаськова, к.г.-м.н. Р.А. Шелепаева и к.г.-м.н. А.В. Вишневого.

Глава 1. Геология Алдано-Станового щита и особенности щелочного магматизма.

1.1 Проблемы изучения высококалийевых пород и особенности классификации.

Высококалийевые магматические породы впервые были описаны в конце 19 века Иддингсом (Iddings, 1895), он описал ортоклаз-содержащие базальты знаменитого парка Йеллоустоун, и придумал термин «шошонит». Стоит отметить, что в 19-20 веках петрологи, изучая высококалийевые магматические породы, давали названия породам на основе их минералогии или, чаще, на по названию местности их появления. Это приводило к большой путанице в терминологии (Sorensen, 1974; De Wit,

1989; Pecerillo, 1992). Термин «высококалийевые магматические породы» используется здесь как общий термин для описания тех пород, в которых К преобладает над Na.

Шошониты (*sensu stricto*) представляют собой калиевые магматические породы, которые встречаются в зонах субдукции (Morrison, 1980; Torabi, 2011; Lu et al., 2013; Campbell et al., 2014; Wang et al., 2017). Они обычно образуются на поздней стадии эволюции островодужных систем, после низкокалийевых толеитов и известково-щелочных пород. Шошонит характеризуется высокими содержаниями щелочей ($K_2O + Na_2O > 5$ мас.%), высокими соотношениями K_2O / Na_2O ($> 0,6$ при 50 мас.% SiO_2 , и $> 1,0$ при 55 мас.% SiO_2), низким содержанием TiO_2 ($< 1,3$ мас.%), высоким Al_2O_3 (14–19 мас.%) и обогащен крупноионными литофильными элементами и LREE (Morrison, 1980). Шошониты имеют порфиритовую структуру с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена, оливина, флогопита и/или амфиболов в очень мелкозернистой, обычно стекловатой основной массе, состоящей в основном из К-полевого шпата (санидина), плагиоклаза и клинопироксена (Morrison, 1980; Wang et al., 2017).

Лампрофиры (греческий *lampros*, *porphyros*: блестящий порфир) образуют чрезвычайно разнородную группу преимущественно

гипабиссальных щелочных магматических пород, которые встречаются в различных тектонических обстановках по всему миру. Лампрофиры ассоциируют с гранитным, шошонитовым, сиенитовым или карбонатитовым магматизмом (Rock, 1991; Rowins et al., 1993; Maughan et al., 2002; Orozco-Garza et al., 2013; Chen et al., 2014; Karsli et al., 2014; Dupuis et al., 2016; Pandey et al., 2017; Imaoka et al., 2017).

За последнее столетие было использовано несколько противоречивых классификаций лампрофиров. Однако лампрофиры на сегодняшний день это гипабиссальные, меланократовые магматические породы с порфиритовой текстурой, несущие только мафические вкрапленники, в основном флогопит-биотит и/или амфибол с небольшим количеством оливина (Rock, 1991). Вкрапленники обычно имеют зональное строение. Лампрофиры также характеризуются глобулярными структурами, обусловленные сегрегацией расплавов поздней стадии, обычно сиенитового состава. Породы встречаются в виде даек, силлов, трубок, штоков. Лампрофировые магмы имеют высокую $Mg \#$ и высокое содержание Cr, Ni и V, обогащены LILE, LREE, CO_2 , H_2O , F, Cl, что связано с присутствием амфиболов, флогопита, первичных карбонатов (Rock, 1991; Martin et al., 2017).

Лампрофиры, в которых плагиоклаз основной массы преобладает над K-полевым шпатом, делятся на амфиболсодержащие спессартиты и слюдосодержащие керсантиты, и в лампрофирах, где КПШ преобладает над плагиоклазом, подразделяются на амфибол-содержащие вогезиты и слюдо-содержащие минетты (Rock, 1977; Dupuis et al., 2016; Imaoka et al., 2017; Pandey et al., 2017). Рок (Rock, 1991) предложил расширить определение лампрофира, добавив в группу лампрофиров кимберлиты, лампроиты и любые жильные породы, содержащие вкрапленники лейцита и щелочного полевого шпата. Это объясняется тем, что выявлено большое количество переходных пород между этими группами, например: между лампрофирами (минеттами) и лампроитами. Широко используемая классификация Ле Матре

(Le Maitre et al., 1989) также объединяет лампрофиры, лампроиты и кимберлиты в семейство лампрофиров.

Молодые (менее 60 млн. лет) высококалиевые магматические породы отмечаются в различных тектонических обстановках: островодужных, постколлизийных, во внутриплитных областях и на активных континентальных окраинах. Например, щелочной магматизм активных континентальных окраин широко представлен в Андском вулканоплутоническом поясе (Venturelli et al., 1978; Kontak et al., 1986) и в Средиземном море (Ellam et al., 1989). Они, так же, как и островодужные системы, образуются над зонами субдукции, но на краях материков и лишены окраинных морей. Магматизм активных континентальных окраин по многим своим параметрам достаточно близок к островодужному.

Примером постколлизийного щелочного магматизма являются Восточные и Западные Альпы (Venturelli et al., 1984; Müller et al., 1992). Высококалиевые породы в постколлизийной обстановке также задокументированы в Тянь-Шане (Konopelko et al., 2018), южном Тибете (Liu et al., 2017), в Китае. Эти случаи характеризуются сочетанием сложной магматической активности и тектонических движений. После коллизии обычно происходит формирование высококалиевых магматических пород в виде роя даек, за которыми обычно следует щелочной вулканизм, вызванный локальными растяжениями (Müller et al., 1992).

Высококалиевые магматические породы островных дуг образуются на месте субдукции одной океанической литосферной плиты под другую. Высококалиевые породы этого типа можно подразделить на две группы: ранние и поздние.

Примером, где шошониты отмечены в ранних стадиях развития океанической дуги, является северная часть Марианской дуги (Stern et al., 1988; Bloomer et al., 1989; Lin et al., 1989). Как уже говорилось выше, расплавы в большинстве островодужных систем имеют низко-К толеитовый состав, а калиевые магматические породы встречаются только на

завершающих стадиях эволюции дуг. Марианские высококалийевые магматические породы встречаются наиболее близко к желобу. До сих пор нет единого мнения о том, почему шошониты образовались здесь. Есть точки зрения, что это своеобразная рифтовая зона, или высококалийевые породы являются продуктом плавления хлоритовых пород в относительно «холодной» зоне субдукции.

Что касается классической схемы размещения шошонитов в островодужных системах, где эти породы являются наиболее молодыми и наиболее удалены от желоба, внедряясь после толеитов и известково-щелочных пород, то ярким примером являются островные дуги западной части Тихого океана.

Внутриплитные высококалийевые магматические породы не связаны с какой-либо формой субдукции. Ярким примером являются североамериканские Кордильеры. Их образование связывают с активностью горячих точек или с образованием рифтовых зон, как, например, в западной части Восточно-Африканского рифта. Считается, что магмы, из которых этот тип пород кристаллизуется, генерируются на большей глубине, чем магмы других вышеперечисленных типов (Foley et al., 1987; 2011; Fromm et al., 2017; Merle et al., 2017).

В некоторых областях, со сложным тектоническим строением классификация высококалийевых пород неоднозначна даже для молодых пород, не говоря уж о палеореконструкциях. Примером ожесточенных научных дискуссий является щелочной магматизм Италии, который ученые относят к внутриплитным или к активной континентальной окраине. Эти споры возникают из-за того, что неоднозначная геодинамическая обстановка региона осложняется и геохимическими характеристиками пород, которые имеют как внутриплитные, так и островодужные характеристики (Cundari, 1979; Civetta et al., 1981; Рессерилло, 1985). Поэтому часто сложно отнести высококалийевые породы к какой-либо из тектонических обстановок, тем более древние. Для этого требуется привлечение геохимических

характеристик пород. Дискриминационные диаграммы были разработаны для базальтов и гранитов, они применяются и по сей день. Но эти диаграммы не всегда подходят для определения различных тектонических обстановок для высококалийных магматических пород.

Распространенным графиком для сравнения геохимических особенностей является спайдердиаграмма (Thompson, 1982), но эти графики не очень эффективно различают высококалийные магматические породы различных тектонических обстановок. Островодужные калиевые магматические породы характеризуются относительно высокими значениями K, Rb, Cs, Ba и Pb (Sun and McDonough, 1989) и отрицательными Ti-Nb-Ta аномалиями (Saunders et al., 1980; Pandey et al., 2017), эти особенности отмечаются у внутриплитных высококалийных пород. Считается что титан, Nb и Ta могут удерживаться в оксидах, таких как рутил или ильменит, в субдуцированных океанических плитах. Тем не менее, не существует прямой связи между аномалиями титана, Nb и Ta в породах, сформированных из расплава субдукционного типа, потому что высококалийные магматические породы без этих аномалий также могут возникать в условиях субдукции (Rock, 1991). Ряд исследователей пытаются объяснить отрицательную аномалию Ti островодужных магм с высокой фугитивностью кислорода (fO_2) в зонах субдукции (Lange et al., 1993; Dalpè and Baker, 2000). Другие исследования показывают, что истощение HFSE в островодужных магмах вызвано осаждением фаз, несущих HFSE (например, амфибол), когда расплав мигрирует вверх через мантийный клин, одновременно растворяя фазы с относительно низким содержанием HFSE (Kelemen et al., 1990; Woodhead et al., 1993). Существует общее мнение, что высококалийные магмы не могут быть получены путем частичного плавления обычного мантийного перидотита, для их образования требуются мантийные источники, которые были метасоматически обогащены крупноионными литофильными элементами, LREE и летучими H_2O , Cl и F (Peccerillo, 1992). Эти компоненты присутствуют во флогопите, апатите и амфиболе (Franz et al., 2002; Banerjee

et al., 2002). Поэтому части верхней мантии Земли, богатые этими фазами, считаются важными в генезисе высококалиевых расплавов. Хотя эти фазы не являются нормальными мантийными фазами, их появление предполагает метасоматическое обогащение. Считается, что это может быть связано с привнесением в литосферную мантию флюидов или расплавов, поступающих из более глубоких частей мантии. Кроме того, современные экспериментальные исследования показывают, что высококалиевые расплавы могут образовываться при частичном плавлении субдуцированного материала, которым могут быть океаническая или континентальная кора, морские осадки и перекрывающий мантийный клин. Но широкие вариации составов микроэлементов и изотопных составов высококалиевых магм позволяют предполагать, что различные количества и типы метасоматирующих агентов воздействовали на источники калиевых магм в различных областях. Переменные концентрации в высококалиевых магмах некоторых основных оксидов, таких как CaO , Na_2O , Al_2O_3 , позволяют предполагать, что перидотит содержал различное количество фаз, в которых находились эти элементы. Следовательно, низкое содержание CaO и Al_2O_3 в высококалиевых породах указывает на дефицит или отсутствие клинопироксена в источнике. Напротив, высокие концентрации этих оксидов позволяют предположить, что клинопироксен был основной фазой мантийных источников этих расплавов (Müller and Groves, 2019).

Помимо описанных выше высококалиевых пород, отмечаются еще и недосыщенные кремнием высококалиевые породы, типичными минералами которых являются лейцит, КПШ, клинопироксен и большая группа оксидов (Mg-шпинель (MgAl_2O_4), перовскит, титаномагнетит, псевдобрукит, ильменит, хромит), апатит. Основными минералами являются флогопит и Крихтерит, прайдерит и вадеит, карбонаты, гранаты. В богатых натрием высококалиевых породах, таких как базаниты, оливин появляется вместе с нефелином. В умеренно богатых натрием калиевых породах обычно наблюдаются твердые растворы нефелин-кальсилит. Мелилит, когда он

присутствует, образуется в результате реакции между клинопироксеном и нефелином; гаюин, содалит, анальцит встречается как продукт изменения лейцита (Gupta, 2015). Как натриевые, так и калиевые породы были классифицированы международной подкомиссией по систематике изверженных магматических пород на фонолит, тефрифонолит, фонотефрит, тефрибазанит и фойдит. Это было сделано на основе графика зависимости $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ от SiO_2 (Le Bas et al., 1986). Но в этой диаграмме имеется ряд ограничений, которые изложены в самой классификации. Одной из основных проблем этой классификации является то, что она не учитывает другие важные оксиды. Так, например, составы многих лампроитов из Лейцит Хиллс ложатся в поле тефрифонолита или фонотефрита. Или составы многих лейцитовых лампроитов провинции Кимберли ложатся в области трахиандезита и фонотефрита. Известно, что в составе базанитов, трахиандезитов или фонотефритов имеется плагиоклаз, но в лампроитах плагиоклаз отсутствует. Это показывает органичность такой классификации высококалиевых пород. На сегодняшний день наиболее распространённой является классификация согласно минеральному составу. Например: для мелилит-содержащих пород в зависимости от соотношения мелилита, клинопироксена и оливина, породы именуется согласно этому соотношению. Для кальсилит-содержащих пород наиболее распространенная терминология камафугиты (Sahama, 1974). Термин «камафугитовые породы» это собирательный термин для обозначения вулканических калиевых ультраосновных пород, содержащих различные комбинации оливина, клинопироксена, лейцита, кальсилита и мелилита. Термин относится к трем типам пород: катунгит (оливин + мелилит + лейцит), угандит (оливин + авгит + лейцит) и мафурит (кальсилит + лейцит + мелилит). Причем, разработчики международной классификации стараются избегать названий пород по местности, а предлагают классифицировать эти типы пород согласно составу минералов, например: оливин-пироксеновый кальсилитит, кальсилит-флогопитовый мелилитит и тд (Gupta, 2015).

Ненасыщенные кремнеземом высококалийевые породы сильно обогащены легкими РЗЭ, содержание лантана часто в 1000–1500 раз больше, чем в хондрите (Mitchell et al., 1987). Количество тяжелых РЗЭ не так высоко, но все же в 6–20 раз выше, чем у хондритов. Соотношение La / Yb этих пород высокое в среднем 200. В разновидностях пород с высоким содержанием магния, содержание Ni, Co и Cr также высокое. Вследствие высокого содержания К породы естественным образом обогащены Rb, Ba и Sr. $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ обычно высокое. Например, в лампроитах Испании, это соотношение может достигать 0,725–0,730. Значения ϵNd в высококалийевых породах редко являются положительными - обычно отрицательные.

Существуют различные точки зрения на происхождение недосыщенных кремнием высококалийевых пород: ассимиляция между различными типами расплавов и пород; извлечение расплава эклогитового состава из пикритовой или перидотитовой составляющей; газовый перенос; процесс зонального рафинирования; частичное плавление перидотитовой мантии и другие (Daly, 1933; Holmes, 1932; Kennedy, 1955; Gupta and Yagi, 1980 и другие) Любая гипотеза должна объяснять следующее: экстремальное обогащение калия по сравнению с натрием, высокая концентрация LREE, высокая концентрация HREE (в 6–20 раз больше, чем у хондритов), высокая концентрация Ni, Co и Cr и магнезиальность в этих породах, высокое отношение $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (иногда до 0,725–0,730) и часто отрицательное ϵNd . Из-за этих особенностей многие исследователи, которые изучали эти породы, считали, что процессы смешения между мантийной магмой и материалом земной коры были вовлечены в генерацию ультракалийевых магм. Предложенная гипотеза ассимиляции не объясняет высокие изотопные отношения стронция, высокие содержания Ni, Co, Cr, и высокую магнезиальность в высококалийевых комплексах. Механизм извлечения расплава эклогитового состава из перидотитовой магмы также далек от истины. Несмотря на то, что экспериментальные исследования при высоких давлениях (до 3 ГПа) нефелин-нормативного и гиперстен-нормативного пикритового расплава

были выполнены с кристаллизацией пироксена и граната чуть выше солидуса из обоих типов жидкостей, полученный состав расплава не имел ультракалиевый состав (Gupta and Yagi, 1979). Другие гипотезы, такие как процесс рафинирования или гипотеза газового транспорта, были подвергнуты серьезной критике и не смогли дать ответа на вопрос о происхождении высококалиевых пород. В любом случае понятно, что генерация калиевых расплавов не может быть получена простым процессом частичного плавления из перидотитовой мантии. Различные типы высококалиевых пород в РТ-условиях мантии должны быть представлены флогопит-содержащим пироксенитом, гарцбургитом или лерцолитом. Важными фазами и собственно поставщиками несовместимых компонентов являются гранат, рихтерит, апатит, шпинель, рутил и другие. Вадеит и прайдерит стабильны при мантийных условиях и являются источником Zr и K (вадеит) и K, Ba и Ti (прайдерит) (Gupta, 2015).

Исследователи в своих работах рассчитывают многоступенчатый мантийный процесс, который мог бы привести к формированию первичных высококалиевых расплавов. Например, Tanton и McKenzie (1994) полагали, что исходной породой изначально был гранатовый перидотит, содержащий 0,6–6,7% граната и 0,8–5% клинопироксена. На второй стадии частичное плавление (около 20%) такой исходной породы в поле стабильности граната должно привести к истощению таких элементов, как Na, Ca, Al и т. д. На третьей стадии истощенный мантийный источник метасоматизируется путем добавления 4–10% метасоматического агента. Большинство исследователей считает, что источником мантийных метасоматических компонентов является субдуцированная литосфера, содержащая морские отложения. Причем субдуцированный компонент не обязательно должен быть молодым, поступившим в мантию недавно, это могут быть и компоненты, поступившие и сохранившиеся длительное время в пределах мантии. Этим можно объяснить необычные изотопные Sr, Nd и Pb характеристики внутриплитных высококалиевых пород, которые не связаны с недавними процессами

субдукции. Ярким примером являются высококалиевые щелочные породы Алданского щита (Bogatikov et al., 1994; Davies et al., 2006). На основании экспериментальных данных исследователями изучены РТ-параметры стабильности основных калий-содержащих минералов субдуцируемой коры и определено, что основной К фазой, наблюдаемой в зонах субдукции является фенгит, находящийся в морских осадках и морских базальтах (Smith et al., 1986). Он транспортирует калий и воду на глубину до 300 км и может давать во всем диапазоне глубин флюиды или расплавы, богатые калием и другими подвижными элементами, такими как Rb, U, Pb (в зависимости от конкретной геотермы). Эти флюиды и расплавы могут являться одним из основных метасоматических агентов, которые приводят к метасоматозу верхнего мантийного клина, с формированием таких мантийных фаз, как флогопит или К-рихтерит.

1.2. Краткая история изучения и классификации щелочных пород Алдано-Станового щита.

Геологические исследования Алдано-Станового щита в 20 веке были, прежде всего, связаны с поиском полезных ископаемых. Первое промышленное золото Южной Якутии было открыто в 1923 г. и до настоящего времени Центральный Алдан остается крупным поставщиком этого металла. Помимо исследования россыпного золота, в 1933 г. начинается промышленное освоение рудного золота на Лебединском месторождении. К концу тридцатых годов было накоплено достаточно материала для обобщений и создания основ геологии и металлогении района. В 1937 г. Билибин завершает сводную работу - "Геологический очерк Алданского золотоносного района". В ней изложены основные черты геологического строения региона, обоснован мезозойский возраст порфировых пород и их происхождение, парагенетическая связь магматизма и золотого оруденения, выявлены основные закономерности в размещении магматитов, рудной и россыпной золотоносности. На примере Центрального

Алдана предполагается блоковое строение золотоносных районов Южной Якутии. В пространственном размещении послеюрских интрузий сделано предположение о линейно-узловом характере размещения золотого оруденения. В 60-70 годах по геологии региона были сделаны основные обобщения, изучены и описаны основные районы проявления магматизма: Мурунский, Центрально-Алданский, Урагинский, Верхне-Амгинский, Эвотинский, Суннагинский, Кет-Капский, Одолинский, Юнско-Даньский и Томптоканский, Сутамский, Верхне-Тимптонский, Верхне-Гонамский и Ломамский (Максимов, 1975).

Изверженные мезозойские породы Алдано-Станового щита образуют ряд пространственно-разобщенных ассоциаций, характеризующихся определенными парагенезисами, особенностями минерального и химического состава, соотношениям с другими ассоциациями, приуроченностью к тем или иным тектоническим структурам, а также формами залегания. Эти свойства позволили объединить ассоциации в формации (Кузнецов, 1964). Наиболее распространены три формации (Миронюк, 1966; Угрюмов, Максимов, 1971): лейцит-щелочно-сиенитовая, монцонит-сиенитовая и диорит-гранодиоритовая.

Лейцит-щелочно-сиенитовая формация характеризуется преобладанием щелочных членов - щелочные, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, щелочные габброиды, а также их эффузивные аналоги. Отличительной особенностью их химического состава является высокая щелочность, преобладание калия над натрием. Породы сосредоточены в сложных многофазных интрузивах кольцевого строения. Эта формация распространена в центральных и западных районах Алдано-Станового щита.

Диорит-гранодиоритовая формация характеризуется преобладанием диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов и кварцевых сиенитов. По химическому составу отмечается значительно более низкая щелочность при преобладании натрия над калием, а также пересыщенность кремнеземом.

Рассматриваемая формация распространена на юге и востоке Алдано-Станового щита, где, либо развита самостоятельно (Токинский, Одолинский и др. районы), или же присутствует наряду с монцонит-сиенитовой формацией (Кет-Капский, Томптоканский районы). Интрузии диорит-гранодиоритовой формации представлены силлами и штоками, локализованными в осадочном чехле.

Монцонит-сиенитовая формация сложена различными субщелочными породами: сиениты, кварцевые сиениты, монцониты. По химическому составу эта формация занимает промежуточное положение между предыдущими - примерно равное содержание калия и натрия. В центральных районах эта формация сопряжена с лейцит-щелочно-сиенитовой. На востоке она встречается совместно с диорит-гранодиоритовой формацией. Можно отметить полное отсутствие пород этой формации лишь на крайнем западе (Мурунский и Урагинский районы) и на крайнем востоке щита (Токинский, Одолинский районы).

Три наиболее распространенные формации Алдано-Станового щита связаны определенными парагенетическими отношениями и образуют единый лейцит-сиенит гранодиоритовый ряд. Диорит-гранодиоритовая и монцонит-сиенитовая формации по своим основным свойствам, таким как парагенезис пород, условия и формы залегания, особенности химического состава, вполне сопоставимы с подобными формациями других регионов. Широкое развитие пород лейцит-щелочно-сиенитовой формации выделяет Алдано-Становой щит среди других областей тектоно-магматической активизации (Максимов, 1975).

А.Я. Кочетков (Кочетков, 2006), с некоторой долей условности, выделил на Алдано-Становом щите пять формационных групп: известково-щелочная гранитоидная, субщелочная трахит-сиенитовая, калиевая лейцитит-щелочно-сиенитовая, калий-натриевая фонолит-нефелин-сиенитовая и калиевая шонкинит-щелочно-пикритовая.

Описанные выше формации рассматривались изначально как Алданский комплекс щелочных пород (Билибин, 1947), автор так же выделял серии изверженных пород в более общем виде, как ряды дифференциации: лейцит-базальтовый, ортоклаз-базальтовый и трахибазальтовый. Изначально, по его мнению, происходила докристаллизационная дифференциация первичной магмы, затем продукты этого процесса автономно поступали в верхние этажи земной коры. Последующая же эволюция дифференциатов обусловила разнообразие пород Алданского комплекса. Используя предположение о возможности смешения магм различного состава, он объяснял как наблюдаемую дискретность вещественного состава пород, так и наличие переходных разностей. Отдельно стоит сделать акцент на пространственном размещении формаций: с запада на восток Алдано-Станового щита происходит уменьшение щелочности пород и увеличение кремнеземности со сменой соответствующих преобладающих формаций. Однако общая тенденция по смене формаций в масштабах отдельно взятых блоков щита проявлена более сложно, отмечаются многократные повторения некоторых членов ряда.

1.3 Тектоническое строение Алдано-Станового щита.

Фундамент Алдано-Станового щита сложен преимущественно глубоко измененными горными породами гранулитовой фации метаморфизма и, в меньшей степени, породами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Гранулитовый метаморфизм, который различается по своим Р-Т параметрам в различных частях щита, имел место в разное, но преимущественно, в раннепротерозойское время, а наиболее древними (древнее 2.6 млрд лет) являются гранит-зеленокаменные образования, большей частью относительно слабо метаморфизованные (Смелов и др., 2001). Установлено широкое развитие глубинных надвигов, тектонических покровов и крупных сдвигов различного возраста.

Раннедокембрийский фундамент Алдано-Станового щита характеризуется неоднородным строением: выделяются крупные блоки, отличающиеся по составу слагающих их пород, степени метаморфизма, геофизическими свойствами. Подобные блоки, или террейны, могут быть объединены в более крупные тектонические структуры - составные террейны. На границах раннедокембрийских террейнов выделяются переходные зоны шириной до 100 км. В их пределах картируются блоки и пластины, сложенные породными ассоциациями, которые принадлежат соседствующим террейнам и их глубинным частям, а также встречающиеся только здесь специфические ассоциации парагнейсов и метаматматических пород. Совмещенные породные ассоциации претерпевают совместные наложенные метаморфические преобразования и "сшиваются" поздними магматическими комплексами. Такие зоны представляют собой самостоятельные элементы структуры докембрийской земной коры и должны выделяться и картироваться как зоны тектонического меланжа (Морозов и др., 1997).

В строении Алдано-Станового щита А.Н. Угрюмовым (Угрюмов, 1987) было выделено два крупных мегаблока – Алдано-Тимптонский, размещенный между реками Олекма и Тимптон, и Тимптоно – Учурский, расположенный между реками Тимптон и Учур. Аналогично Е.П. Максимов (Максимов, 1975) выделяет Олекмо-Алданскую и Нимныро-Суннангинскую глыбовые структуры первого порядка. Одной из границ между мегаблоками является Тыркандинский глубинный разлом СЗ-ЮВ простирания, отчетливо проявленный в магнитном и гравитационном полях. Дальнейшие исследования земной коры региона привели к выделению трех крупных структур: Чара-Олекминский, Алданский и Батомгский геоблоки (Котов 2003; Котов и др., 2005; 2006; 2017). Алданский геоблок включает Западно-Алданский и Восточно-Алданский мегаблоки. Исследованы пять эпизодов гранитоидного докембрийского магматизма на Алдано-Становом щите: 2,6 млрд лет, 2.5 - 2.4 млрд лет, 2.07 млрд лет, 1.88 - 1.87 млрд лет и 1.75 - 1.7

млрд лет. События эпизодов 2.6 млрд лет, 1.88 - 1.87 млрд лет происходили в условиях внутриплитной обстановки постколлизии растяжения, а эпизоды 2.5 - 2.4 млрд лет, 2.07 млрд лет и 1.75 - 1.7 млрд лет связывают с активностью мантийного плюма (Larin et al., 2012).

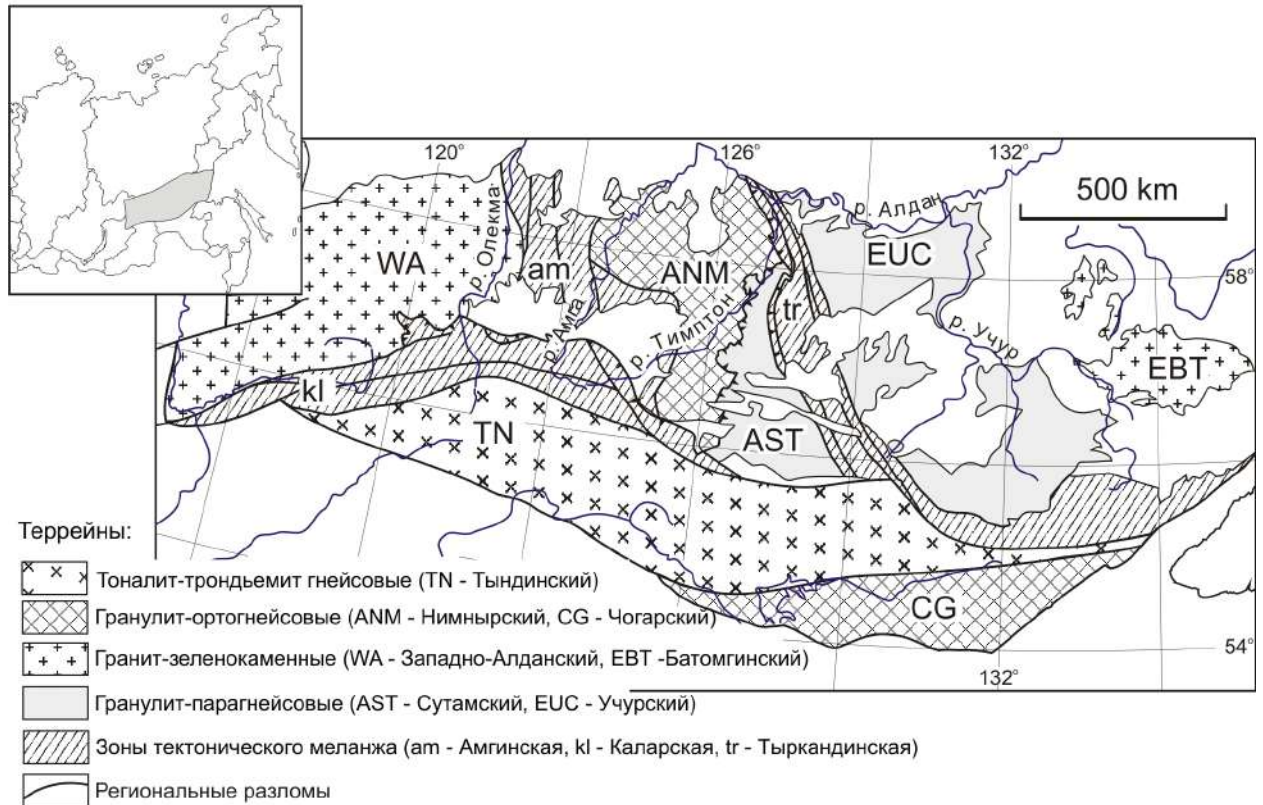


Рис. 1. Схема тектонического строения Алдано-Станового щита

(данные (Смелов, и др., 2001) с дополнениями автора)

Несколько иное разделение, с использованием подходов террейнового анализа, предложено для Алдано-Станового щита Смеловым (Смелов и др., 2001). Согласно этому подходу, который будет использоваться в настоящей работе, в пределах Алдано-Станового щита выделяется пять крупных структурных блоков: Западно-Алданский гранит-зеленокаменный составной террейн, Центрально-Алданский составной террейн (включает Нимнырский и Сутамский террейны), а Восточно-Алданский супертеррейн (включает Батомгинский и Учурский террейны). Южнее, расположены Тындинский тоналит-трондъемитогнейсовый составной террейн и Чогарский гранулит-ортогнейсовый террейн (рис. 1).

Западно-Алданский террейн (рис 1), размерами 400 на 350 км, располагается на западной окраине Алдано-Станового щита. На западе он граничит с Байкало-Патомским складчато-надвиговым поясом, на востоке и юге его границами служат, соответственно, Амгинская и Каларская зоны тектонического меланжа. На севере террейн перекрыт верхнерифейскими и вендскими отложениями чехла Сибирской платформы. Архейские образования, слагающие супертеррейн, метаморфизованы в широком диапазоне температур и давлений. Преобладают ортогнейсы тоналит-трондьемитового состава, объединяющиеся в олёмминский комплекс. Они слагают несколько крупных линейных блоков, разделенные четырьмя долготными поясами протяженностью в 300 км и шириной до 30 км, в которых сосредоточены тектонические пластины зеленокаменных пород субганского комплекса. Характерны бластомилониты, ограничивающие зеленокаменные пояса. Курультинский гранулитовый комплекс слагает несколько самостоятельных, ограниченных разломами блоков и тектонических пластин.

Центрально-Алданский супертеррейн (рис. 1), размерами 200 на 400 км, расположен в центральной части Алдано-Станового щита. На западе по Амгинской зоне тектонического меланжа он граничит с Западно-Алданским составным террейном, а на востоке по Тыркандинской зоне тектонического меланжа - с Восточно-Алданским супертеррейном. В его составе различаются Нимнырский и Сутамский террейны, разделенные Сеймским надвигом с возрастом 2.3 - 1.9 млрд лет (Смелов и др., 2001). Среди слагающих террейны пород широко распространены ортогнейсы гранитоидного состава.

Восточно-Алданский супертеррейн (рис. 1), размерами 450 на 500 км, находится к востоку от Центрально-Алданского супертеррейна и включает Учурский гранулит-парагнейсовый террейн и Батомгинский гранит-зеленокаменный составной террейн. Оба террейна перекрыты слабоизмененными вулканогенно-осадочными образованиями Улканского

прогиба с возрастом 1.85 млрд лет (Смелов и др., 2001). Структура Учурского гранулит-парагнейсового террейна определяется гранито-гнейсовыми куполами диаметром до 150 км. Ядра куполов образованы гранито-гнейсами, чарнокито-гнейсами и эндербито-гнейсами.

Тындинский составной террейн (рис. 1), размерами 700 на 150 км, находится в южной части Алдано-Станового щита. На севере он граничит с Западно-Алданским, Центрально-Алданским и Восточно-Алданским супертеррейнами по Каларской, Амгинской и Тыркандинской зонам тектонического меланжа. Юго-западной его границей является Желтулакский разлом, который определяет границу Северо-Азиатского кратона. Юго-восточной границей террейна служит Таксакандинский разлом, отделяющий его от Чогарского террейна. Террейн сложен главным образом архейскими образованиями различного типа, которые обычно объединяются в два комплекса: становой - амфиболитовой фации метаморфизма и ларбинский - гранулитовой фации метаморфизма. Ларбинский комплекс сложен небольшими тектоническими блоками, ограниченными разломами северо-западного простирания (Rosen et al., 1994).

Чогарский террейн, размерами 500 на 100 км, расположен на юго-восточной окраине Алдано-Станового щита (рис. 1). Террейн состоит из двух равных по площади блоков, разделенных разломом северо-восточного простирания. Восточный блок сложен чогарским комплексом: роговообманково-двупироксеновые, гранат-роговообманково-двупироксеновые кристаллические сланцы. Отмечаются амфиболиты и кварциты, в том числе железистые. Выше по разрезу залегают глиноземистые гнейсы, кварциты, гранатовые гранулиты.

Каларская зона тектонического меланжа (рис. 1) отделяет Западно-Алданский гранит-зеленокаменный составной террейн от расположенного к югу, Тындинского тоналит-трондьемито-гнейсового составного террейна и протягивается в широтном направлении на 650 км при ширине от 50 до 150 км. Структурный план зоны определяется широким развитием глубинных

надвигов, сдвигов и сопряженных с ними складчатых деформаций. Зона состоит из большого количества тектонических пластин, сложенных разнообразными по составу, возрасту и условиям метаморфизма комплексами: гранулиты Хани-Курультинского, Зверевского и Иенгрского блоков, ортогнейсы тоналит-трондьемитового состава, архейские и раннепротерозойские зеленокаменные пояса, автономные анортозиты (Смелов и др., 2001).

Амгинская зона тектонического меланжа (рис. 1) отделяет Центрально-Алданский составной террейн от расположенных к западу и югу от него соответственно Западно-Алданского и Тындинского составных террейнов и пересекает Каларскую зону тектонического меланжа. В плане она имеет дугообразную форму и протягивается на 650 км при ширине от первых километров до 150 км (рис. 1). Структурный план зоны определяется широким развитием надвиговых и сдвиговых структур, а также сопряженных с ними систем складок, ориентировка которых подчинена простиранию зоны (Сальникова, 1993). В пределах зоны обозначены комплексы, существенно различные по составу, возрасту и степени метаморфизма. Наибольшим распространением пользуются гранито-гнейсы, в менее распространены тоналит-трондьемито-гнейсы. Отмечаются парагнейсовые образования, зеленокаменные пояса архейского и раннепротерозойского возрастов, дифференцированные массивы габбро-диорит-плагиогранитного состава (Смелов и др., 2001).

Тыркандинская зона тектонического меланжа (рис. 1) отделяет Восточно-Алданский супертеррейн от Центрально-Алданского на западе и от Тындинского составного террейна - на юге. В плане она имеет дугообразную форму и протягивается на 1600 км при переменной ширине от 50 до 200 км. В строении зоны участвуют тектонические пластины, образованные различными ассоциациями парагнейсов и автономными анортозитами. Пластины ограничены узкими зонами бластомилонитов, которые в субдолготной ветви зоны насыщены телами гранитов. Наиболее крупные -

Иджекская и Холболахская тектонические пластины, полого погружаются в восточном направлении (Смелов и др., 2001).

1.4 Геохронология мезозойского магматизма Алдано-Станового щита.

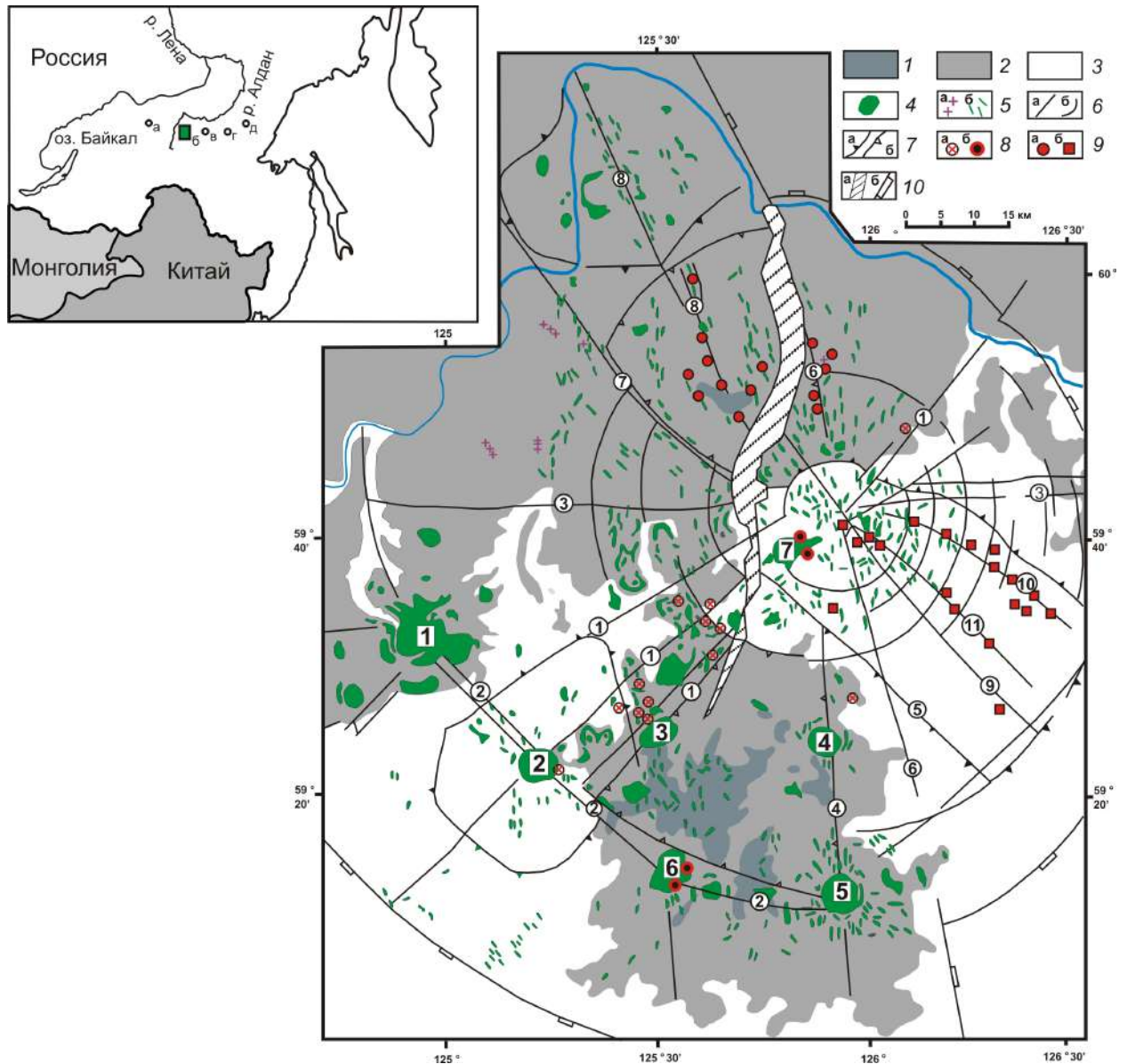


Рис. 2. Геолого-структурная схема Центрально-Алданского рудного района (данные (Максимов, Уютов, 2010), с дополнениями автора). 1 – терригенные отложения нижней и средней юры; 2 – венд-нижнекембрийский платформенный чехол; 3 – раннедокембрийский кристаллический фундамент; 4–5 – щелочные и умереннощелочные магмопроявления: интрузии (4), диатремы (5а) и дайки (5б); 6 – разломы; 7 – границы структурных блоков: поднятий (7а), впадин (7б); 8–9 – месторождения формаций: золото-сульфидной (8а), золото-порфировой (8б), золото-аргиллизит-калишпат-кварцевой (9а), золото-молибденит-бранерит-гумбеитовой (9б); 10а – Якокутская долина – грабен, 10б – внешняя граница Центрально-Алданской рудно-магматической системы (ЦАРМС). Наиболее крупные интрузивные массивы: 1 – Инаглинский, 2 – Томмотский, 3 – Якокутский, 4 – Джекондинский, 5 – Ыллымахский, 6 – Юхтинский, 7 – Рябиновый. На врезке схематически показано расположение массивов и рудных районов: а – Маломурунский массив; б – Центрально-Алданский рудный район; в – Желтулинский массив; г – Кеткапско-Юнский район; д – Кондерский массив.

Таблица 1. Этапы мезозойского магматизма Центрального Алдана. (Максимов, 2010)

Период	Эпоха	Этап магматизма	Формационные типы и конкретные формации, серии
Мел	ранний	IV	<p>Лейцит-щелочносиенитовый (щелочносиенит-щелочногранитовая). Мелкие тела и дайки эгириновых гранитов, грорудитов сельвсбергитов, эгириновых сиенитов, тингуаитов. 126.-133 млн лет (К-Аг метод).</p> <p>Монцонит-сиенитовый (ортофировая). Дайки сиенит порфиров и ортофиров. 135 млн лет (К-Аг метод).</p> <p>Лейцит-щелочносиенитовый (калиевых пикробазальтоидов, щелочных лампрофиров). Диатремы и дайки псевдолейцит-ортотраховых, ортоклазовых, псевдолейцитовых, флогопитовых пикробазальтоидов, базальтов, пикритов, псевдолейцититов, минет, лампрофиров, щелочных трахитов, бостонитов. 135-139 млн лет (К-Аг метод).</p>
		III	<p>Монцонит-сиенитовый. Лакколиты, лополиты, штоки сиенитов, кварцевых сиенитов, монцонитов, граносиенитов. 140-153 млн лет (К-Аг метод).</p> <p>Лейцит-щелочносиенитовый (фергусит-щелочносиенитовая). Кольцевые, полукольцевые и конические тела, лополиты, штоки эгириновых сиенитов, пуласкитов, псевдолейцитовых и калисилитовых сиенитов, мальинитов, шонкинитов 143-163 млн лет (К-Аг метод).</p> <p>Фергусит-дунитовый(миссурит-фергуситовая). Кольцевая интрузия инаглинского Плутона- миссуриты, фергуситы, псевдолейцитовые, шонкиниты, сиениты.</p>
Юра	Поздняя	II	<p>Монцонит-сиенитовый (сиенит-порфировая). Силы, лакколиты, штоки сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров, монцонитов, меламонцонитов, субвулканические и экструзивные тела трахитов, андезитрахитов, трахибазальтов. 162-165 млн лет (К-Аг метод).</p> <p>Лейцит-щелочносиенитовый (лейцит-щелочнотрахитовая). Напластованные вулканические толщи в кальдерах проседания, экструзии, жерловины, некки, дайки, силы псевдолейцитовых фонолитов, щелочных трахитов, псевдолейцититов и мелапсевдолейцититов, псевдолейцит-ортотраховых, ортоклазовых, флогопитовых пикробазальтов, базальтоидов и пикритов, лампрофиров. 176-166 млн лет (К-Аг метод).</p> <p>Фергусит-дунитовый (меланошонкинит-дунит-перидотитовая). Дунитовое ядро и кольцевое обрамление Инаглинского массива.</p>
	Ранняя	I	<p>Монцонит-сиенитовый (порфировая сиенит-гранитовая). Единичные дайки и силы кварцевых сиенит-порфиров, гранит порфиров, риолитов. 187-217 млн лет (К-Аг метод).</p>

С геохронологической точки зрения можно отметить неравномерность изучения мезозойских пород Алдано-Станового щита – в основном исследователи концентрировались на массивах Центрального Алдана.

Наиболее полная сводка данных по этому району собрана в работе (Максимов, 2010), где сделана попытка объединить формации пород и геохронологические данные, в основном К-Ar (табл 1).

Щелочной сиенитовый массив Рябиновый (рис. 2) в Центрально-Алданском районе считается одним из эталонных объектов, на котором проявлены все фазы мезозойского щелочного магматизма: T_3-J_1 , J_1-J_2 , J_3-K_1 , K_1-K_2 (Кочетков и др., 1989; Максимов, 2003). Возраст серицит-микроклиновых метасоматитов в пределах Рябинового массива по данным К-Ar метода составляет 134–120 млн лет (Угрюмов, Дворник, 1985; Дворник, 2009). Для ортоклаза из щелочного сиенита массива ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) определен возраст формирования - 144.8 ± 1.5 млн лет (Гаськов и др., 2022). Более поздние дайки лампрофиров Рябинового массива датируются интервалом 129-125 млн. лет (Гаськов и др., 2022). На основе использования независимых U-Pb и Rb-Sr изотопных систем получен раннемеловой-позднеюрский возраст кристаллизации сиенитов и лампрофиров Рябинового массива – 147-120 млн лет (Шатов и др., 2012; Шатова и др., 2017).

В строении Ыллымахского щелочного массива (рис. 2) Центрального Алдана значительную роль отводят эффузивным породам. Возраст фонолитов, определенный К-Ar методом, соответствует 142 ± 5 млн лет, а щелочных трахитов – 150 ± 4 млн. лет (Шнай, Орлова, 1977). Среди интрузивных пород, по данным К-Ar датирования, самыми ранними являются малиньиты и шонкиниты (165 ± 5 млн лет), а также связанные с ними постепенными переходами меланократовые сиениты (163 ± 5 млн лет) и монцониты (152 ± 5 млн лет). Пуласкиты (133 ± 4 млн лет), эгириновые граниты (133 ± 4 млн лет) и граносиениты (131 ± 4 млн лет) маркируют завершающий этап становления этого массива (Шнай, Орлова, 1977).

Эльконская рудная площадь расположена в юго-восточной части Центрально-Алданского ареала. К-Ar датирование пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов ограничивает время их формирования интервалом 150 - 130 млн лет (Казанский, 2004). Возраст формирования браннерита, согласно датировкам, полученным U-Pb методом, составляет 135 - 130 млн лет (Максимов, 2010), что соответствует наблюдаемому наложению урановой минерализации на золотоносные метасоматиты. Возраст становления пострудных даек щелочных сиенитов и грорудитов по данным К-Ar анализов составляет 125 - 103 млн лет (Казанский, 2004).

Отдельно можно отметить высокий интерес исследователей к центрально-кольцевым массивам урало-аляскинского типа на Алдано-Становом щите. Важнейшей особенностью этих массивов являются дунитовые ядра, с которыми связаны промышленные месторождения россыпной платины. Массив Инагли (рис. 2) расположен в западной части Центрально-Алданского района, Кондерский массив находится на востоке Алдано-Станового щита. В литературе встречается множество датировок, главным образом сделанных К-Ar методом, которыми подтверждается мезозойский возраст как дунитового ядра, так и внешнего кольца интрузий (Ельянов, Моралев, 1961; Костюк и др., 1990; Максимов, 2010 и др.). Наблюдается разброс результатов датирования - от 150 до 100 млн лет для ультраосновных и щелочных пород, встречаются так же более молодые оценки возраста, до 80 млн лет. Rb-Sr, Sm-Nd методами подтвержден мезозойский возраст массива Кондер, а так же гомогенность изотопного состава Sr, в том числе и ультраосновных пород (Пушкарев, 2002). В результате U-Pb датирования цирконов и бадделеитов из дунитов Кондерского массива показан возраст бадделеитов 124.9 ± 1.9 млн лет и возраст цирконов – 125.8 ± 3.8 млн лет (Ронкин и др., 2013). При этом в статье описаны так же группы цирконов с возрастными 1895 ± 50 и 1020 ± 26 млн лет. Эти данные, по мнению авторов, свидетельствуют о длительности эволюции исходного расплава. Встречаются также упоминания о более

древнем возрасте неизменных ядер цирконов, до 2.5 млрд лет (Малич и др., 2012), также авторами отмечается популяция с возрастом 176-143 млн лет. Прямое датирование изоферроплатины массива Кондер Pt-He методом (Шуколюков и др., 2012) определило возраст образования 112 ± 7 млн лет. По результатам Re-Os датировок минералов платиновой группы массивов Инагли и Кондер значения возраста для исследуемых образцов лежат в диапазоне 370-260 млн лет. Образование массивов связывается с заключительной стадией среднепалеозойского тектоно-магматического цикла (поздний девон – ранний карбон), где вследствие растяжения земной коры произошла активизация мантии и внедрение ультраосновных пород (Малич, 1999).

На востоке Алдано-Станового щита, в междуречье Учур–Мая мезозойские многофазные вулканоплутонические сооружения центрального типа образуют протяженную (>300 км) дугообразную магматогенную структуру, включающую Кеткапско-Юнскую и Томптоканскую магматические провинции. Результаты U–Pb изохронного датирования по титанитам и U–Pb локального (SHRIMP II) датирования по цирконам учурского и кеткапского комплексов Кеткапско-Юнской рудно-магматической системы показали, что длительность мезозойского магматизма составляет всего лишь несколько миллионов лет и укладывается в рамки раннемелового этапа — 126—120 млн лет (Полин и др., 2012; 2022).

На северо-западе Алдано-Станового щита расположен Мурунский мезозойский щелочной комплекс. Выделяется несколько стадий магматизма Маломурунского массива. Главной интрузивной стадии, соответствует внедрение щелочных сиенитов; вулканическая стадия проявлена лавами лейцитовых лампроитов и фонолитов; поздняя стадия характеризуется различными силикатно-карбонатными породами, карбонатитами. Возраст главной и вулканической стадий составляет 137 - 135 млн лет, а поздней – 130 - 128 млн лет (Ivanov et al., 2018). Датировки возраста образования чароита, полученные по монофракциям, тинаксита, токоита, микроклина и

франкаменита, с использованием уточненных констант распада ^{40}K , составляют 135.9 ± 0.5 , 135.9 ± 0.5 , 135.8 ± 0.4 и 137.6 ± 0.5 млн лет соответственно (Иванов и др., 2018). Использование уточненных констант по сравнению с конвенциональными дает незначительное удревление получаемых возрастов, порядка 1%, по сравнению с ранее опубликованными. Предполагается формирование чароитового комплекса в ходе всей магматической активности Мурунского массива (Ivanov et al., 2018). Эти результаты так же подтверждаются $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированием полевого шпата и тинаксита Маломурунского массива - 134.1 ± 2.9 и 133.0 ± 3.0 млн лет, соответственно (Wang et al., 2014).

Глава 2. Методика исследований.

2.1. Устойчивость изотопных систем и возраст формирования.

В общем случае, при интерпретации изотопных датировок необходимо учитывать соотношение между температурой закрытия изотопной системы (T_c) и температурой формирования датируемого минерала (T_f). В тех случаях, когда $T_c \geq T_f$, полученная датировка соответствует времени формирования минерала. В качестве примера можно привести U/Pb датирование по циркону (T_c циркона порядка 900°C (сводка в Hodges, 2003), что часто больше T_f), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование по гидротермальному мусковиту, белой слюде и др. В тех случаях, когда $T_c < T_f$, измеренный возраст соответствует моменту закрытия изотопной системы, который, в зависимости от термической истории образца, может быть сколь угодно удален во времени от момента формирования минерала. Набор минералов, датируемых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, позволяет перекрыть диапазон температур закрытия от 200°C до 550°C : калиевый полевой шпат – $220\text{—}240^\circ\text{C}$, биотит – $330\text{—}360^\circ\text{C}$, мусковит – $\sim 370^\circ\text{C}$, амфибол – $\sim 560^\circ\text{C}$. Исходя из этих значений, определяются основные направления наиболее эффективного использования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода: а) определение возраста низко- и среднетемпературных тектонических событий; б) изучение метаморфической истории пород в основном на стадии подъема и охлаждения; в) датирование рудных месторождений; г) определение возраста вулканических пород; д) определение возраста формирования и выведения к поверхности плутонических пород.

Общей особенностью проявлений рассматриваемого в данной работе мезозойского магматизма на Алдано-Становом щите является формирование магматических тел в условиях вулканической, субвулканической фаций глубинности, в которых остывание происходит в течении временного промежутка, не превышающего ошибку определения изотопного возраста. Поэтому можно рассматривать изотопные датировки в качестве оценки возраста формирования соответствующих минеральных парагенезисов,

пород. С другой стороны, нельзя исключить влияние на изотопную систему минералов термических воздействий поздних событий, таких как, например, формирование дайковых поясов. В случаях областей континентальной коры, для которых характерно многостадийное развитие метаморфических, магматических процессов со значительным временным разрывом, цифры изотопного возраста для минералов и систем с различной устойчивостью будут распределены во временной шкале в зависимости от характера термической истории, интенсивности наложенных термических воздействий. Событиям большей интенсивности (наложенный прогрев, резкое падение температуры и т.д.) будет соответствовать большее число датировок, поскольку повышается вероятность полного омоложения, закрытия системы. Соответственно, совпадение датировок различных минералов, изотопных систем значительно увеличивает вероятность того, что они соответствуют возрасту реального геологического события. На этом основаны критерии пары: совпадение K/Ar возраста двух (и более), обладающих хорошей сохранностью радиогенного аргона, минералов (Морозова, Рублев, 1987), совпадение K/Ar возраста двух (и более) минералов с различной способностью терять радиогенный аргон – «критерий пары» (Шанин, 1979). В последнее время для датирования пород с полициклической историей широко используется так называемый «мультисистемный» подход, основанный на применении нескольких изотопных систем (чаще всего – U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методы). В общем случае в качестве окончательных критериев достоверности могут быть использованы следующие: а) согласованность относительной последовательности комплекса датировок с рядом устойчивости изотопных систем; б) согласованность датировок с наблюдаемой по геологическим, петрографическим данным последовательностью формирования пород, минералов.

2.2. Методика $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования

Калиевая специализация мезозойского магматизма Алдано-Станового щита делает удобным использование К-Аг изотопной системы для определения возраста изверженных пород. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод датирования является дальнейшим развитием К-Аг метода и обеспечивает более высокую точность результатов (Фор, 1979). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование методом ступенчатого прогрева, на основе получаемых возрастных спектров, позволяет оценивать степень изменения исследуемых образцов, а построение обратных изохрон – нивелировать влияние избыточного аргона.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование производилось по мономинеральным фракциям, отбор которых производился вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.3-0.1 мм измельченного образца. Облучение проб было проведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5% в размере образца. В качестве монитора используется стандартный К/Аг образец мусковит МСА-11 (ОСО № 129-88), подготовленный Всесоюзным научно-исследовательским институтом минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС) в 1988 году. Для его калибровки в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора использовались международные стандартные образцы мусковит Bern 4m и биотит LP-6 (Baksi et al., 1996). По результатам калибровки в качестве возраста мусковита МСА-11 было принято среднее, которое составило 311.0 ± 1.5 млн лет (Травин, 2016). Значение полной постоянной распада ^{40}K , в соответствии с (Steiger, Jager, 1977), принималось равным $5,543 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$.

Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал $5 \cdot 10^{-10} \text{ нсм}^3$. Очистку аргона производили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Дополнительная очистка осуществлялась с помощью кварцевого аппендикса, погруженного в жидкий азот. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы "Микромасс" (Англия). Для коррекции на изотопы ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при

облучении Ca, K, использованы следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000891 \pm 0.000005$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000446 \pm 0.000006$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.089 \pm 0.001$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило 295.5 ± 0.5 . Нагревание образца происходило в кварцевом реакторе, помещенным в резистивную печь. Датирование производилось методом ступенчатого прогрева. Контроль температуры осуществлялся посредством хромель-алюмелевой термопары. Точность регулировки температуры составляла $\pm 1^\circ\text{C}$.

Р. Флеком с соавторами (Fleck et al., 1977) были предложены критерии выделения в возрастном спектре плато:

- 1) Плато должно включать не менее трех последовательных температурных ступеней.
- 2) Максимальный разброс возрастов между входящими в плато ступенями не должен превышать $\pm 1\sigma_t$.
- 3) Ширина плато по количеству выделенного ^{39}Ar должна быть не менее 50% от ширины всего спектра.
- 4) Рассчитанное по отношению изотопов аргона K/Ca отношение для входящих в плато ступеней должно быть одинаковым.

Если в плато входит 50% - 40% выделенного ^{39}Ar , или же плато формируют меньше трех ступеней, то использовался термин псевдоплато, средневзвешенную оценку возраста можно считать приблизительной, и каждый отдельный случай разбирался индивидуально. Возрастные спектры построены с использованием макроса ISOPLOT 3.41d (Ludwig, 2003).

2.3. Методика U/Pb датирования (SIMS/LA-ICP MS и SHRIMP II) по циркону

В качестве дополнительного метода определения возраста пород был выбран U/Pb метод датирования по цирконам. Высокая устойчивость

изотопной системы в цирконах, их зональность, позволяет получить информацию о всей истории эволюции породы. Определение возраста зерен циркона U/Pb (SIMS/LA-ICP MS) методом было проведено в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. Измерения проводились на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR, соединенном с системой лазерной абляции New Wave Research UP 213, на основе ультрафиолетового Nd:YAG лазера с длиной волны 213 нм. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигналов Pb и U при минимальном значении $^{254}\text{UO}/^{238}\text{U}$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U . Съёмка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{206}U , ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Hz и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывали с помощью программы “Glitter” (Griffin et al., 2008). U–Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартного циркона Plesovice (Slama et al., 2008). Для контроля качества использованы цирконовые стандарты Temora (Black et al., 2004) и Harvard 91500 (Wiedenbeck et al., 1995), для которых получены конкордантные оценки возраста 414 ± 4 млн.лет (n=14) и 1062 ± 11 млн.лет (n=10) (2σ) соответственно. Данные для стандартов циркона совпадают с оценками возраста, полученными методом ID-TIMS. Диаграммы с конкордией построены с использованием программы Isoplot (Ludwig, 2003).

U–Pb (SHRIMP-II) датирование цирконов проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Кристаллы циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зёрнами геохронологического стандарта циркона Temora и 91500. Для выбора

места локального U-Pb датирования использовались оптические, BSE и катодolumинесцентные изображения, отражающие внутреннее строение и зональность кристаллов циркона. Измерения U-Pb отношений проводились по методике, описанной в работе (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) пробоотбора — 25 мкм при глубине до 5 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID (Ludwig, 2000). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет (Black et al., 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , а вычисленных конкордантных возрастов — на уровне 2σ . Для построения графиков с конкордией использовалась программа ISOPLOT (Ludwig, 2003).

2.4 Методика исследований изотопного состава (Sr, Nd, Pb, O).

Определение содержания изотопов Sr и Rb производилось в лаборатории изотопно-аналитических методов №775 ИГМ СО РАН. В навеску образца величиной около 0.1 грамма, измельченного до 0.1 мм, добавили 5-10 мл смеси концентрированных плавиковой и хлорной кислот, соотношением 4:1. Разложение осуществлялось при температуре около 230°C , затем образец упаривался до влажных солей, после этого для разложения нерастворимых фторидов снова последовательно добавлялись концентрированная HClO_4 , HNO_3 70%-ная и дважды HCl 30%-ная. По окончании разложения избыток кислот удалялся выпариванием досуха, а сухой остаток переводят в хлориды. Хлориды растворяют в 2N соляной кислоте, раствор центрифугируют и центрифугат переносят в подготовленную ионообменную колонку. Для определения содержаний Rb и Sr процедура анализа аналогичная, только в навеску образца добавляется трасер обогащенный ^{85}Rb и ^{84}Sr . Разделение рубидия и стронция проводится на кварцевых хроматографических колонках методом ионообменной

хроматографии. Хроматографические колонки объемом 1-2 мл заполнены катионитом Dowex AG W50x8 с размером зерен 200-400 меш. Элюентом служит 2N HCl.

Измерения проводятся на мультиколлекторном масс-спектрометре МИ 1201АТ. Хроматографически выделенный стронций в азотнокислой форме наносится на рениевую ленту размерами 20x0,7x0,03 мм и измеряется в двухленточном режиме с рениевыми же ионизаторами.

Правильность определения изотопных отношений Sr контролируется параллельным измерением в каждой серии образцов изотопного стандарта ИСГ-1 с изотопным отношением стронция $0,71732 \pm 10$ и содержанием Rb 145 ppm, Sr 227 ppm.

Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511835 ± 18 ($n = 15$). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях - 0.3 % (2σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.005 %. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd ± 0.5 %. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, а затем пересчитаны на принятое отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla = 0.511860. При расчете величин $\epsilon\text{Nd}(T)$ и модельных возрастов $T(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR (Bouvier et al., 2008) и DM (Goldstein, Jacobsen, 1988).

Измерения Рb-изотопного состава выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Свинец анализировали на масс-спектрометре TRITON в одноленточном варианте в статическом многоколлекторном режиме. Измерялись отношения изотопов свинца

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, каждое из них состояло из 50 блоков по 10 сканов при токе на испарителе 2.2–2.3 А и температуре 1300°C. Перед каждой партией проб измерялся стандарт – 50 нг NIST 981. Средняя точность анализов составила 0,05% (2 σ) для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Корректировка на приборное масс-фракционирование производилась по среднему значению измерений стандарта NIST 981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9374$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4916$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7219$) при той же температуре. Измеренные отношения изотопов свинца корректировались на масс-фракционирование 0.120% а.е.м. для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; 0.135% а.е.м. для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Бланк (холостой опыт) во время проведения анализов не превышал 0.2 нг для Pb. Его состав: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.120$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.542$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.354$. Соотношение свинца бланка к пробе не превышало 1/200000, поэтому поправка на содержание холостого свинца для измеренных отношений не вводилась.

Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$) в минералах определялся в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием метода лазерного фторирования (Sharp, 1990). Образцы нагревались 100W CO₂ лазером в атмосфере BrF₅. В качестве эталонов использовались международные стандартные материалы: кварц NBS-28 (9.65‰; n = 10) и биотит NBS-30 (5.11‰; n = 15). Стандарт граната UWG-2 (5.88‰) анализировался в процессе каждого опыта для обеспечения большей точности. На основании этих данных и воспроизводимости повторяющихся измерений, погрешность значений $\delta^{18}\text{O}$ образцов не превышала 0.2 ‰.

ICP-MS анализы на редкие элементы и РЗЭ в породах проводились в лаборатории изотопно-аналитических методов №775 ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Анализируемые образцы, после предварительного измельчения, смешивали с метаборатом лития в соотношении 1:3 и сплавляли в печи при температуре 1050⁰ С в течении 15 минут. Полученные вещества растворяли в разбавленной HNO₃, с добавлением

следовых количеств НГ. Непосредственно перед измерением растворы разбавляли в 10-25 раз с добавлением внутреннего стандарта. Измерения проводились на ИСП масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat). Для введения анализируемого раствора в виде аэрозоля использовался ультразвуковой распылитель U-5000AT+. Для измерения интенсивностей сигналов выбирались наиболее распространенные изотопы анализируемых элементов, свободные от изобарных наложений. Образование в плазме оксидов, вызывающих интерференцию пиков РЗЭ, оценивается в 0.1% (Николаева и др., 2008).

Глава 3. Результаты изучения щелочных массивов Центрально-Алданского рудного района.

3.1. Краткая геологическая характеристика массива Инагли.

Инаглинский массив ультраосновных и щелочных пород расположен в северо-западной части Нимнырского террейна Алдано-Станового щита (Республика Саха (Якутия)), в 30 км к западу от г. Алдан (рис. 2). Он представляет собой трубообразное, округлое в плане тело площадью ~ 20 км² (рис. 3), расположенное на пересечении двух региональных систем разломов – Юхтинского и Инаглинского – северо-западного и северо-восточного простирания, соответственно (Округин, 2004). Детальное геологическое описание массива Инагли представлено в ряде работ (Билибин, 1958; Рожков и др., 1962; Корчагин, 1966; Глаголев и др., 1974; Максимов, 1975; Кочетков, 1984; Костюк и др., 1990). Массив характеризуется концентрически-зональным строением. Его ядро (площадью ~ 16 км²) сложено дунитами, мощностью ~ 1 км (по результатам бурения) и более 5 км (по геофизическим данным). Дуниты по периферии окружены оливин- и флогопит-содержащими клинопироксенитами, меланократовыми пироксеновыми сиенитами и шонкинитами, с секущими жильными телами щелочных сиенит-пегматитов мезозойского возраста. Мощность оторочки щелочных пород достигает 500 м. Между дунитовым ядром и клинопироксенитами, а так же шонкинитами, нет секущих контактов с зонами закалки или резких минеральных преобразований - они переходят друг в друга через узкую полосу быстрого изменения количественного состава минералов (Округин и др., 2018). Ряд исследователей объясняет образование пироксенитов результатом метасоматического воздействия щелочно-основного расплава на более ранние дуниты. За исключением северо-западной части, Инаглинский массив обрамляется постюрскими пластовыми интрузиями сиенит- и монцонит-порфиров. Пегматитовые жилы (хромдиопсид–ортоклазовые, ортоклаз–амфиболовые, микроклин–альбит–амфиболовые с эгирином) выполняют кольцевые и радиальные трещины во внутренней части и на периферии дунитового ядра массива, частично вдаваясь в зону развития щелочных пород. Центральная часть массива Инагли, сложенная дунитами, была

эродирована с образованием депрессии, которая лежит в основании Инаглинской платиновой россыпи.

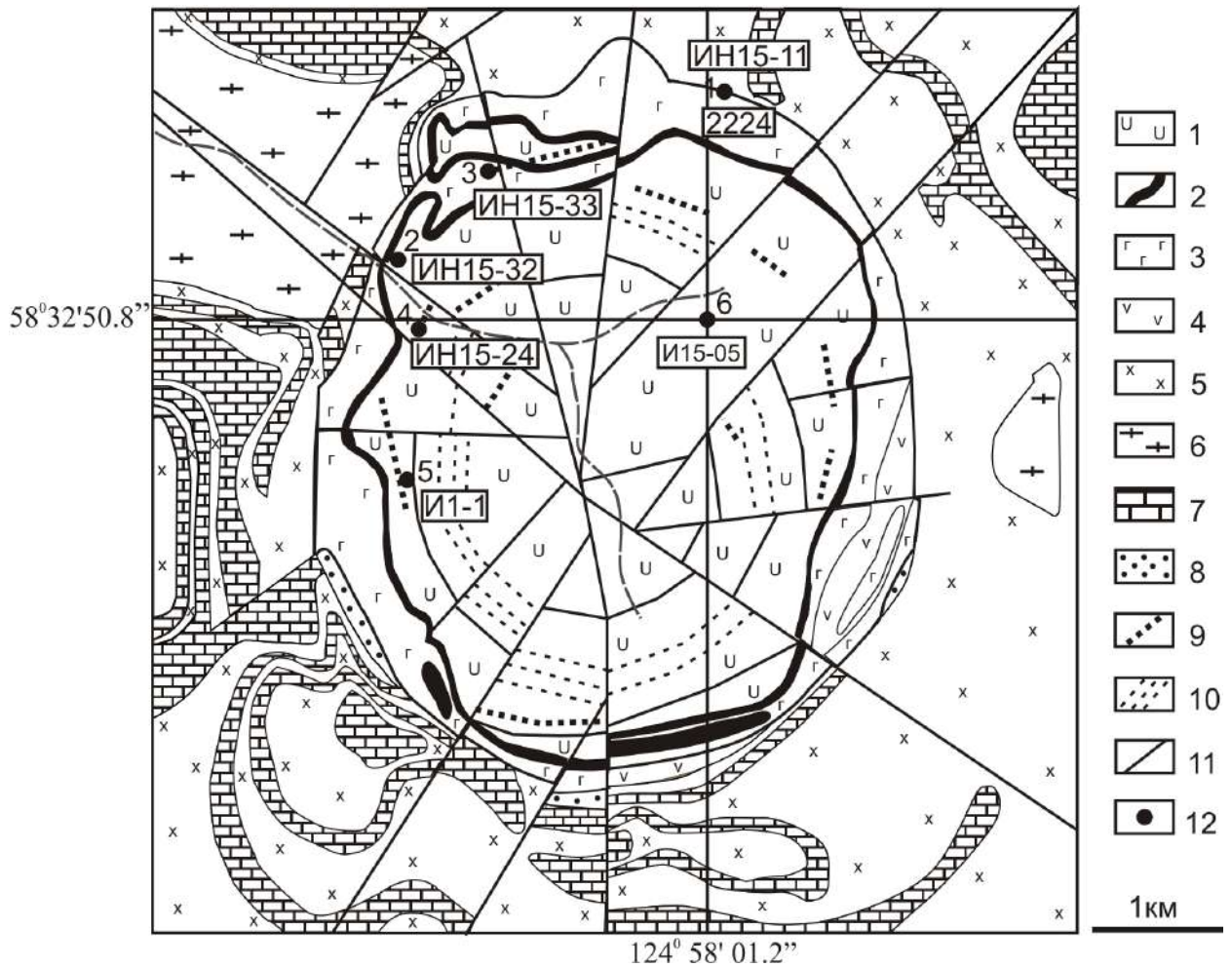


Рис. 3. Схема геологического строения массива Инагли ((Глаголев и др., 1974) с авторскими дополнениями) с точками отбора проб для геохронологического изучения. 1 – дуниты; 2 – пироксениты; 3 – шонкиниты; 4 – лейкократовые сиениты; 5 – монзонит порфиры; 6 – породы федоровской серии (AR₂); 7 – карбонатные породы (€₁); 8 – гравелиты и песчаники (PR₂); 9 – дайки сиенитов и пегматитов; 10 – кольцевые трещины с метасоматитами; 11 – разломы; 12 – точки отбора проб и номера образцов.

Толща пород, вмещающая массив, характеризуется двухъярусным строением. Нижний ярус сложен архейскими сильно дислоцированными кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами, прорванными архейскими аляскистовыми гранитами. Верхний ярус развит фрагментарно и представлен верхнепротерозойскими песчаниками и гравелитами, известняками и доломитами нижнего кембрия. Контакты массива с вмещающими породами тектонические – вертикальные или крутопадающие. Непосредственного контакта дунитов и гравелитов, залегающих в основании

протерозойской толщи, не обнаружено, отмечаются резкие контакты с шонкинитами и сиенит-порфирами. Гравелиты и песчаники протерозоя и кембрия в разной степени метаморфизованы, участками преобразованы в биотит-кварцитовые гнейсы.

В юго-западной части дунитового ядра выделяется штокверковая зона развития жил, гнезд и прожилков полевошпат-хромдиопсид- слюдяных гигантозернистых пород, к которой приурочено Инаглинское месторождение хромдиопсида. Согласно (Корчагин, 1966), эти рудноносные тела мощностью десятки см - первые м развиваются вокруг диопсид-октоклазовых и микроклин-альбит-амфиболовых пегматитовых жил, секущих дуниты, и часто содержат реликтовые участки последних. Кроме того, в обнажении карьера встречаются поздние прожилки амфибол-полевошпатового состава (мощностью первые десятки см), секущие хромдиопсидовые метасоматиты. Такие геологические наблюдения свидетельствуют о многостадийных процессах преобразования ультраосновных и щелочных пород массива.

Генезис массива Инагли остается до конца не ясным. Ранние исследования массива, в основном, приходили к полиформационной природе массива, дуниты образовались в докембрийское время, а щелочные породы в мезозое (Рожков и др., 1962; Ельянов, Моралев, 1973; Шнай, 1980). Зональность массива, выраженная в смене пород дунит-перидотит-пироксенит-шонкинитового ряда и образование пегматитовых полевошпат-пироксен-амфибол-слюдяных пород и хромдиопсидитов объясняется различными видами метасоматического воздействия щелочно-основных расплавов на дунитовое ядро.

Наблюдаемые геологические особенности массива свидетельствуют о диапироидном механизме внедрения интрузива, вокруг которого субгоризонтальные терригенно-карбонатные венд-кембрийские отложения резко приподняты. На меловой возраст механического воздействия на вмещающие породы со стороны массива указывают «задранность» вверх

залегаящих согласно среди осадочных толщ раннемеловых силлов сиенит-порфиоров (Округин и др., 2018).

В случае более докембрийского возраста внедрения дунитов остается непонятным механизм протрузии протяженного цилиндрического тела автономных дунитов, а также внедрение мезозойских щелочных расплавов строго только по периферии дунитового массива. В варианте одновременного внедрения дунитовых реститов в смеси со щелочным расплавом непонятны процессы формирования практически однородного дунитового ядра или его сохранности после транспортировки с подкоровых глубин, а также отсутствие каких-либо заметных интрузий щелочно-основных пород за пределами массива. Был предложен кристаллизационно-ликвационный механизм формирования концентрически-зональных массивов с кольцевыми, коническими и радиальными секущими телами (Округин, 2004). Так же породы массива образуют непрерывную серию, совпадающую с трендами изменения составов дифференцированных пород в силлах щелочных пикритов Якокутского грабена (Округин и др., 2018).

3.2. Петрография пород массива Инагли.

Дуниты имеют среднезернистую структуру. Оливин в породе интенсивно серпентенизирован (до 20% замещения). Первичный хромит преобразован в хроммагнетит. Вокруг рудных зерен отмечаются единичные чешуйки флогопита (Пономарчук и др., 2019а). На основании имеющихся петрографических данных сложно однозначно определить является ли флогопит в дуните сингенитичным, или это следствие более поздних метасоматических изменений (рис. 4 а). Флогопитовые клинопироксениты характеризуются кумулятивной текстурой, гипидоморфной средне-крупнозернистой структурой (рис. 4 б). Содержание клинопироксена в породе достигает 60%. Флогопит находится в интерстициях и составляет до 30% породы. В клинопироксенитах также присутствует апатит, до 10 %. Минерал образует крупные идиоморфные кристаллы и микровключения в

клинопироксене и флогопите. Содержание рудных минералов в породе достигает 5%. Магнетит кристаллизуется как в виде идиоморфных зерен, так и интерстициальных ксеноморфных выделений. В клинопироксене встречаются единичные зерна сульфидов (Пономарчук и др., 2019а). Пегматитовые амфибол-полевошпатовые жилы представляют собой гигантозернистые породы состоящие из ортоклаза, микроклина и экерманита.

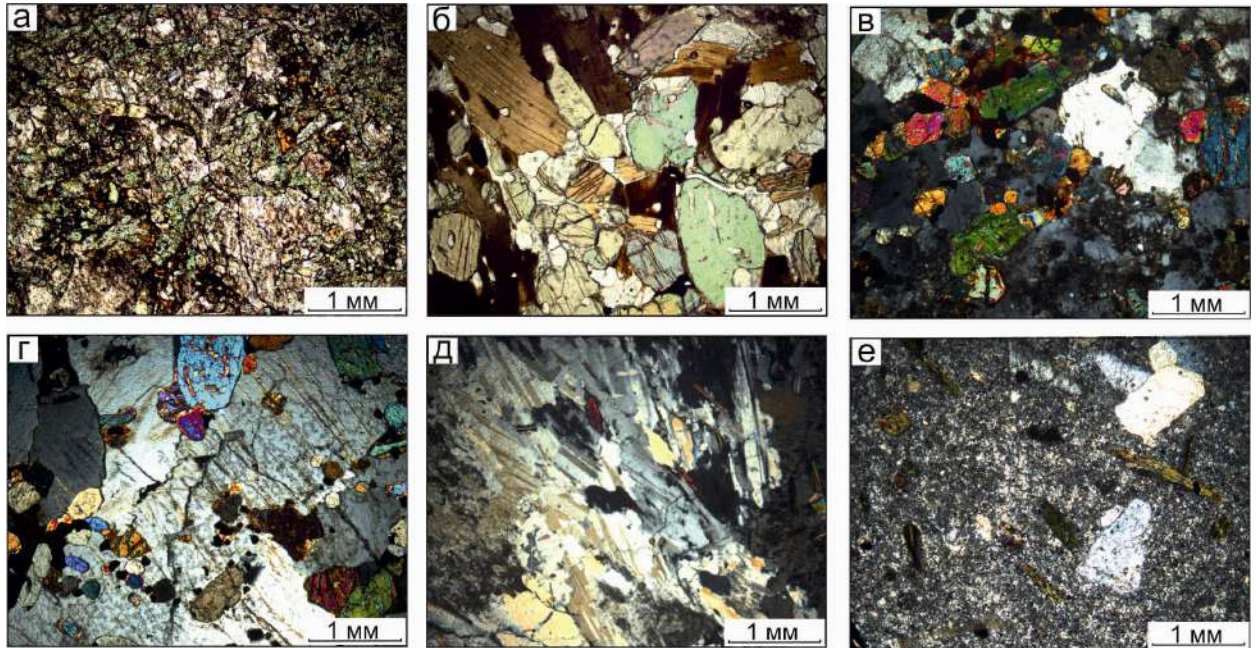


Рис. 4. Фото шлифов основных разновидностей пород массива Инагли. а – дунит с вкрапленностью флогопита (шлиф ИН15-05, в параллельных николях); б – флогопитовый клинопироксенит (шлиф ИН-15-32, в скрещенных николях); в – шонкинит (шлиф 2224, в скрещенных николях); г – меланократовый сиенит (шлиф ИН-15-33, в скрещенных николях); д – лейкократовый сиенит (шлиф ИН-15-24, в скрещенных николях); е – монцонит-порфир (шлиф ИН-15-11, в скрещенных николях).

Шонкиниты и сиениты имеют крупно- и среднезернистую структуру, массивную или трахитоидную текстуру. Шонкиниты состоят из клинопироксена (30%), КПШ (30%), псевдолейцита (7–10%), флогопита (15%), апатита (2–5%), оливина (10%) и титаномагнетита (1–5 %) (рис. 4 в).

Сиениты сложены клинопироксеном (20%), КПШ (60%), флогопитом (7–10%), оливином (до 5%), апатитом (1–2%) и титаномагнетитом (1–4 %) (рис. 4 г). Среди пород массива встречаются щелочные сиениты, состоящие из калиевого полевого шпата (около 90 %), эгирина и щелочного амфибола -

рихтерита (до 10 %) (рис. 4 д). Часто породы интенсивно альбитизированы (Пономарчук и др., 2019а).

В монзонит-порфирах вкрапленники представлены удлиненно-призматическими кристаллами (до 0,5 см) роговой обманки, крупными (до 1 см) фенокристами зонального плагиоклаза и КПШ (рис. 4 е). Основная масса состоит из кварца и КПШ. В целом породы имеют следующий минеральный состав: плагиоклаз - до 50%, роговая обманка (25%), КПШ (15%), кварц (8%), рудные минералы (до 2%, титаномагнетит и сульфиды). В породе так же присутствует циркон и апатит (менее процента) (Пономарчук и др., 2019а).

3.3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований пород массива Инагли.

По результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологических исследований получен возрастной спектр флогопитовых клинопироксенитов (Обр. ИН15-32, рис. 5, табл.5). Он состоит из 7 ступеней (рис. 5). Полученный возрастной спектр демонстрирует признаки потери аргона и не позволяет выделить возрастное плато. Наиболее близкой к возрасту формирования образца оценкой, в таком случае, представляется средневзвешенное по двум последним высокотемпературным ступеням - 145.8 ± 3.2 млн лет. Доля газа, выделенная в рамках двух последних ступеней, составляет 55% (Пономарчук и др., 2019а).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр флогопита из дунитов (Обр. ИН15-05, рис. 5, табл. 5), состоит из семи ступеней (рис. 5). Три последние ступени удовлетворяют критерию возрастного плато и определяют средневзвешенный возраст исследуемого образца величиной 136.5 ± 4.1 млн. лет (табл. 5). Количество выделенного ^{39}Ar в рамках возрастного плато соответствует 90% от общего объема ^{39}Ar , выделенного из образца в ходе эксперимента (Пономарчук и др., 2019а).

Прорывающие дунитовое ядро пегматитовые амфибол-полевошпатовые жилы (Обр. И1-1, рис. 5, табл. 5) были продатированы по амфиболу. Возрастной спектр амфибола состоит из шести ступеней, при

этом, четыре последние ступени формируют возрастное плато с 95% выделенного ^{39}Ar , которое определяет временной интервал образования минерала – 133.3 ± 1.5 млн. лет (рис. 5, табл. 5) и отвечает времени формирования жил (Пономарчук и др., 2019а).

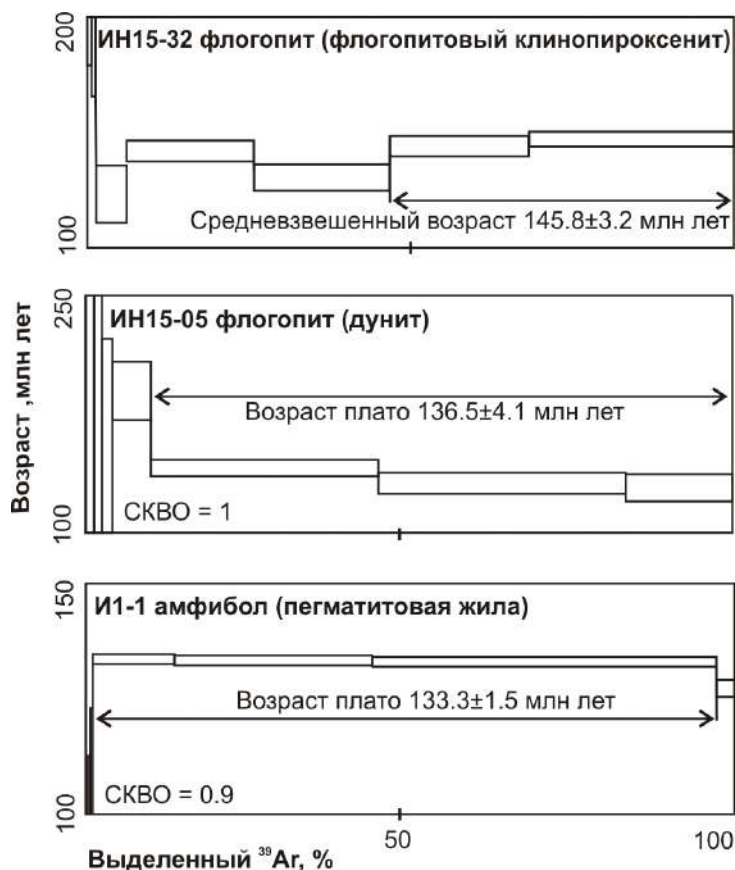


Рис. 5. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мономинеральных фракций флогопита из флогопитовых клинопироксенитов (Обр. ИН15-32), вкрапленников флогопита в дунитах (Обр. ИН15-05) и амфибола из амфибол-полевошпатовых жил (Обр. И1-1) массива Инагли.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр флогопита из меланократового сиенита (Обр. ИН15-33, рис. 6, табл. 5) состоит из 8 ступеней (рис. 6). Четыре последние ступени формируют плато с 80 % выделенного ^{39}Ar . Согласно этому плато, средневзвешенный возраст образования флогопита равен 133.2 ± 2.0 млн лет (табл. 5) и может быть принят за время формирования меланократового сиенита (Пономарчук и др., 2019а).



Рис. 6. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мономинеральных фракций флогопита меланократовых сиенитов (Обр. ИН 15-33), амфибола из лейкократовых сиенитов (Обр. ИН15-24)..

Амфибол из лейкократовых сиенитов (Обр. ИН15-24, рис. 6, табл. 5) демонстрирует нарушенный возрастной спектр. Он состоит из шести ступеней (рис. 6), при этом выделяется псевдоплато из трех ступеней, средневзвешенный возраст по которому составляет 113.3 ± 3.4 млн лет (рис. 6) а также большая высокотемпературная ступень 128.2 ± 4.4 млн лет (табл. 5). Три ступени, формирующие псевдоплато, включают в себя 40% выделенного ^{39}Ar , а последняя, самая высокотемпературная ступень – 45%. Учитывая особенности дегазации амфиболов при $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ экспериментах методом ступенчатого прогрева, можно предположить, что истинный возраст образования минерала составляет более 128 млн лет (Пономарчук и др., 2019а).

По матриксу из дайки монцонит-порфиров (Обр. ИН 15-11, рис. 7, табл. 5) получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр, состоящий из шести ступеней (рис. 7). Три среднетемпературные ступени, можно объединить в возрастное плато. Средневзвешенный возраст полученного возрастного плато составляет 130 ± 2.1 млн лет. Объем выделенного в рамках возрастного плато ^{39}Ar достигает 70% (табл. 5). Полученный возраст соответствует возрасту

закрытия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопной системы в основной массе порфирового образца и отвечает времени становления монцонит-порфиров (Пономарчук и др., 2019а).

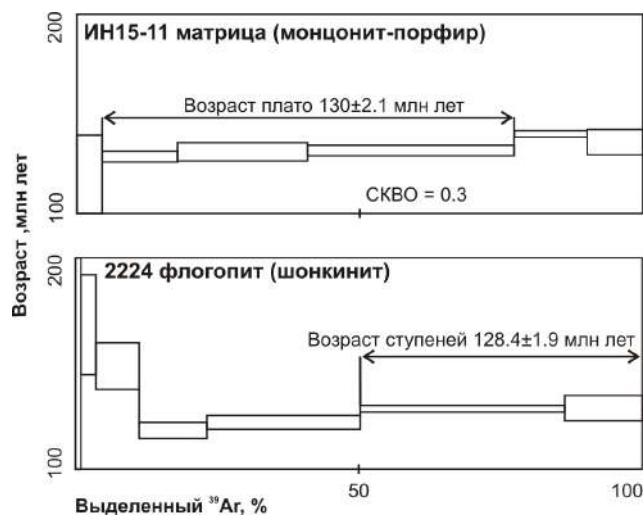


Рис. 7. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования основной массы монцонит-порфиров (Обр. ИН15-11), флогопита из шонкинитов (Обр. 2224) массива Инагли.

Возрастной спектр, полученный в результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования флогопита из шонкинита (Обр. 2224, рис. 7) состоит из восьми ступеней (рис. 7). Характер спектра не позволяет выделить однозначное возрастное плато, оценка возраста формирования образца по двум высокотемпературным ступеням составляет 128.4 ± 1.9 млн лет. Количество выделенного газа, в рамках двух последних ступеней, составляет 50% (Пономарчук и др., 2019а).

3.4. Результаты датирования метасоматитов Подголежного месторождения.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследование полевого шпата из адуляр-флюоритовых метасоматитов с золото-теллуридной минерализацией Подголежного месторождения позволило получить возрастной спектр, состоящий из семи ступеней. Все ступени, кроме первой, могут быть объединены в возрастное плато, включающее более 90% от выделенного ^{39}Ar в ходе эксперимента. Средневзвешенный возраст ступеней, образующих плато, отвечает значению

132.4 ± 1.9 млн. лет (рис. 8). Это первые оценки возраста формирования рудных метасоматитов для Подголецного месторождения.

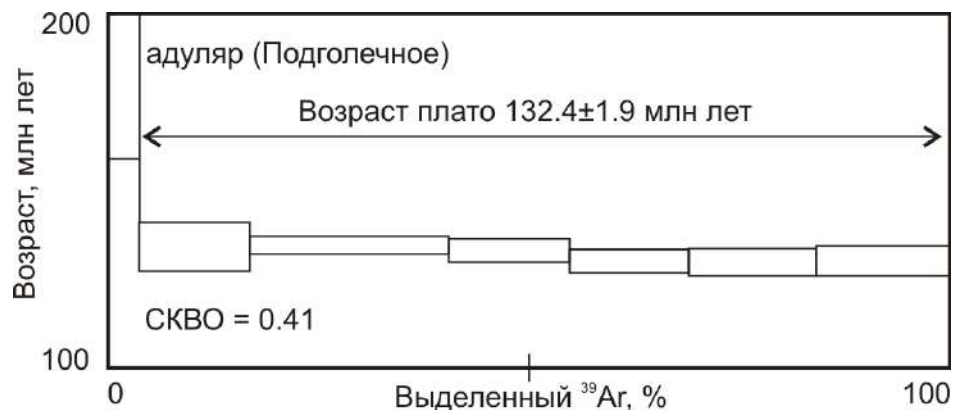


Рис. 8. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования адуляра из метасоматитов месторождения Подголецное.

3.5. Краткая геологическая характеристика Ыллымахского массива.

Ыллымахский массив находится в северо-западной части Нимнырского террейна Алдано-Станового щита (рис. 2). В тектоническом аспекте Ыллымахский массив, наряду с Томмотским и Якокутским массивами, приурочен к Юхтинскому разлому, ограничивающему с юго-запада Якокут-Ыллымахский приподнятый блок. Разлом является крупнейшим в Центрально-Алданском районе и принадлежит к долгоживущим разломам глубинного заложения, его тектоническая и магматическая активность фиксируется от архея по настоящее время (Угрюмов, Энтин, 1969).

Интрузивные тела, относящиеся к Ыллымахскому массиву, располагаются среди монотонной толщи осадочных пород – известняков кембрийского возраста, подстилаемых архейскими гранитами.

В строении Ыллымахского массива выражена зональность и специфическое строение, напоминающее концентрическое. По наблюдениям предыдущих исследователей (Билибин, 1958), интрузивные контакты между различными типами пород и наличие ксенолитов более ранних пород свидетельствуют о многократном импульсном внедрении нескольких порций магмы.

Наиболее ранними являются высококалийные порфировые породы – псевдолейцитовые сиенит – порфиры, о чём свидетельствуют результаты

геологических исследований, приведённые в (Билибин, 1958). Эти породы слагают два крупных, разъединённых между собой участка в западной и восточной частях интрузива (рис. 9).

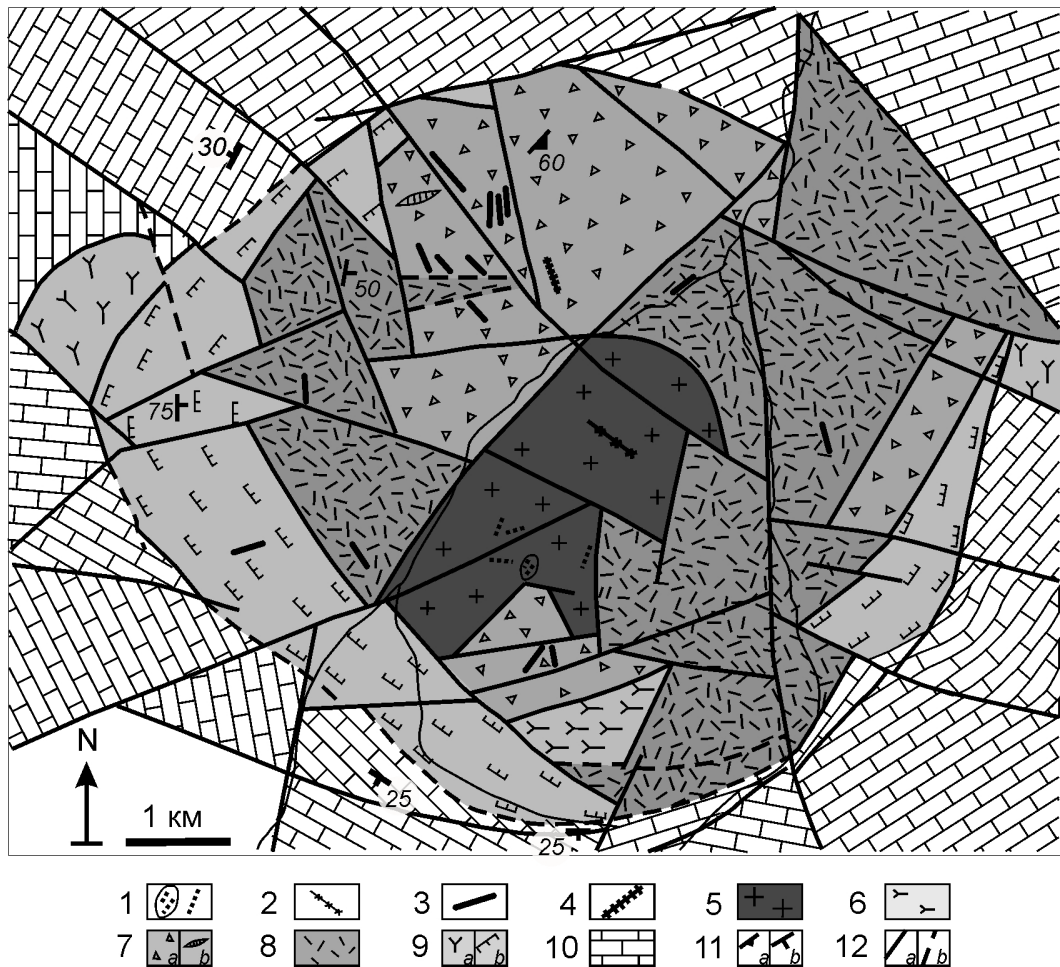


Рис. 9. Геологическая схема Ыллымахского щелочного вулканоплутонического массива (по Билибин, 1947; Шнай и др., 1977)

1 – кварцевые жилы; 2 – гранит- и граносиенит-порфиры; 3 – щелочной сиенит-порфир; 4 – фельдшпатоидный микросиенит; 5 – граниты и граносиениты; 6 – щелочные нефелинсодержащие сиениты; 7 – нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты (а) и пегматиты нефелиновых сиенитов (б); 8 – эпидейцитовые фонолиты, трахиты, их туфы; 9 – монзониты (а), нефелиновые сиениты (б); 10 – мраморизованные доломиты, известняки (€₁); 11 – трахитоидность (а) и элементы залегания (б); 12 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б).

Основываясь на геологических данных, следующими по возрасту являются нефелиновые сиениты. Они располагаются в виде кольцевой зоны между интрузивом порфировых пород и вмещающими известняками.

Ещё более молодыми породами являются щелочные сиениты, слагающие крупный шток, вытянутый в меридиональном направлении и разделяющий интрузив на две части – западную и восточную. Породы

интенсивно изменены в результате вторичных процессов (мусковитизация, карбонатизация). Щелочные сиениты рассечены многочисленными дайками щелочных сиенитов и щелочных гранитов (рис. 9).

В ареале распространения интрузивных пород Ыллымахского массива, помимо перечисленных, встречаются и субвулканические: дайки псевдолейцитовых сиенитов, шток нефелинсодержащих щелочных сиенитов, мелкие тела и дайки щелочных сиенит-порфиров. Вблизи южного контакта штока были обнаружены эгириновые граниты, в некоторых участках которых отмечаются обособления чистого кварца.

3.6. Петрографическая характеристика пород массива Ыллымах.

Псевдолейцитовые сиениты. Породы полнокристаллические, с выраженной порфировой структурой. Вкрапленники представлены кристаллами калиевого полевого шпата и эпидейцитом. Последний находится в виде крупных участков субизометричной или неправильной формы. Основная масса микролитовая, сложена калиевым полевым шпатом, мелкими чешуйками слюды. Акцессорные минералы представлены титанитом, замещаемым лейкоксом, апатитом. Порода часто альбитизирована, карбонатизирована. Также характерно ожелезнение, выраженное в виде примазок лимонита и гематита (Васюкова и др., 2020).

Нефелиновые сиениты (рис. 10 а, б) представлены полнокристаллическими породами с порфировидной структурой и офитовой структурой основной массы. Главными породообразующими минералами являются клинопироксен (30%), калиевый полевой шпат (50%), нефелин (10%), отмечается незначительное количество биотита. Акцессорная минерализация представлена апатитом. Во вкрапленниках находится клинопироксен с характерной зональностью – от бесцветных в центральной части до зеленоватой в краевой. Клинопироксен в основной массе окрашен в зелёный цвет разной интенсивности. Калиевый полевой шпат находится в основной массе в виде идиоморфных удлинённых кристаллов. Нефелин в

породе образует крупные ойкокрсты с включениями калиевого полевого шпата. Биотит занимает межзерновое пространство в виде ксеноморфных зёрен. Апатит идиоморфный со слегка сглаженными рёбрами (Васюкова и др., 2020).

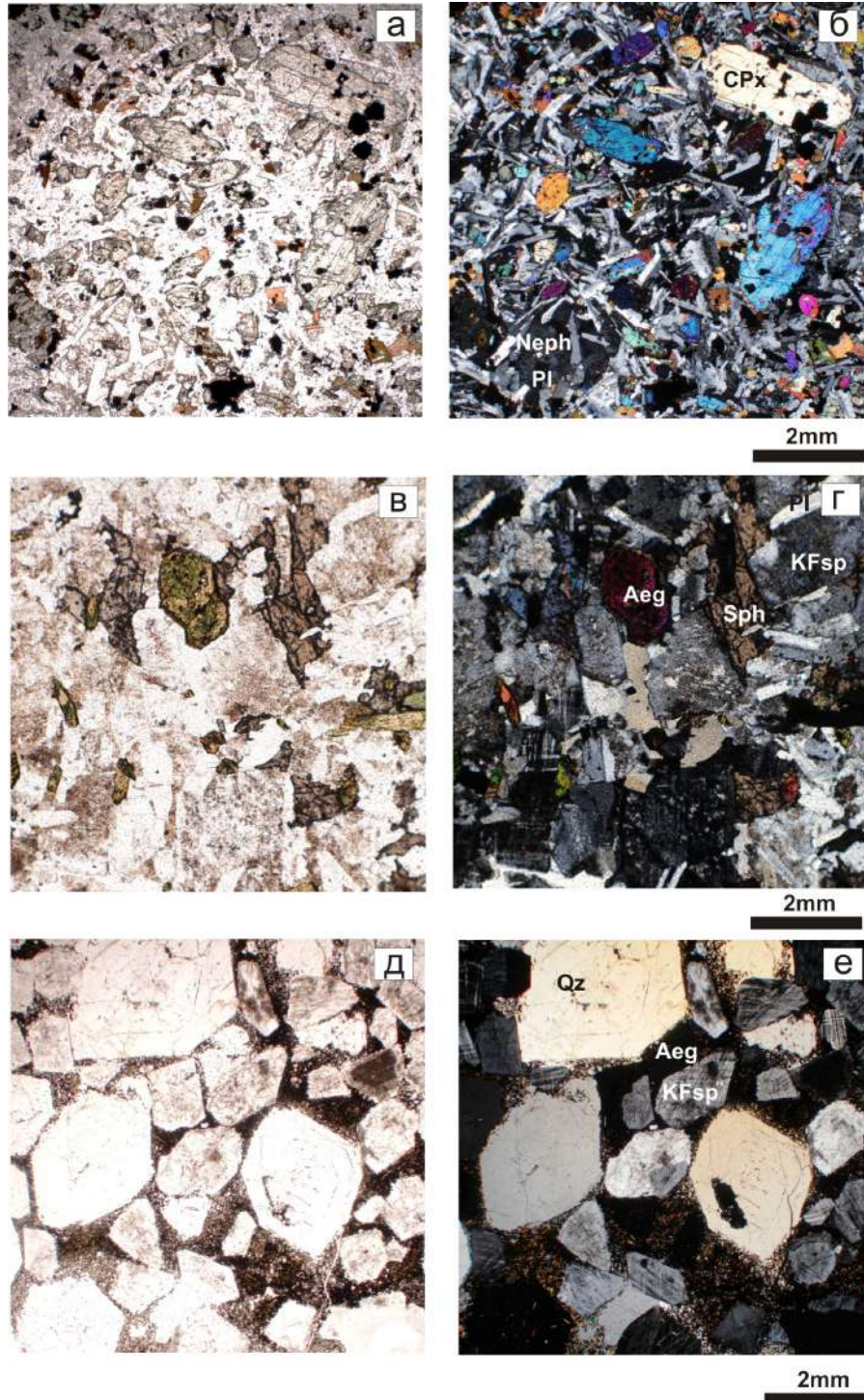


Рис. 10. Фотографии шлифов пород массива Ыллымах. Нефелиновый сиенит в проходящем свете (а) и скрещенных николях (б); щелочной сиенит в проходящем свете (в) и скрещенных николях (г); щелочные граниты в проходящем свете (д) и скрещенных николях (е).

Щелочные сиениты (рис. 10 в, г) являются полнокристаллическими породами, равномернозернистыми, с массивной текстурой. Сиенит сложен клинопироксеном (до 15%), плагиоклазом (до 15%), калиевым полевым шпатом (до 65%), кварцем (до 5%), слюдой (единичные зёрна). Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом. Полевой шпат образует крупные (до 3,6 мм) идиоморфные кристаллы с выраженными кристаллографическими гранями. Характерны пертиты, приуроченные к центральной части кристаллов. Плагиоклаз и клинопироксен представлены субидиоморфными зёрнами меньшего (до 2 мм) размера. Ксеноморфные выделения кварца выполняют интерстиции между зёрнами (Васюкова и др., 2020). Титанит находится в породе в виде ксеноморфных зёрен и скоплений довольно крупного размера (до 0,8 мм).

Щелочные граниты (рис. 10 д, е) представляют собой полнокристаллические породы, с неравномернозернистой массивной текстурой. Сложены калиевым полевым шпатом, кварцем и клинопироксеном эгирин-авгитового состава. Наиболее крупными являются кристаллы кварца (до 4 мм). Они имеют явно выраженную кристаллографическую огранку. Между ними находятся субидиоморфные зёрна полевого шпата (до 2 мм) с характерной микроклиновой решёткой и слабо проявленной пелитизацией. В интерстициях и краевых зонах роста кварца находятся обильные мелкие зёрна эгирина-авгита вытянутого габитуса (Васюкова и др., 2020).

3.7. Петролого-геохимическая характеристика пород массива Ыллымах.

Химический состав пород приведён в Таблице 7. По содержанию SiO_2 породы, за исключением щелочных гранитов, относятся к группе средних пород (Васюкова и др., 2020). По сумме щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$), превышающей 10%, исследуемые породы являются щелочными, по содержанию K_2O (>4%) и отношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ принадлежат группе высококалиевых пород с

калиевым и калиево-натровым типом щёлочности (рис. 11). Все исследуемые породы по насыщенности кремнезёмом делятся на три группы. Дальнейший анализ данных подтвердил справедливость такого разделения и по другим характеристикам.

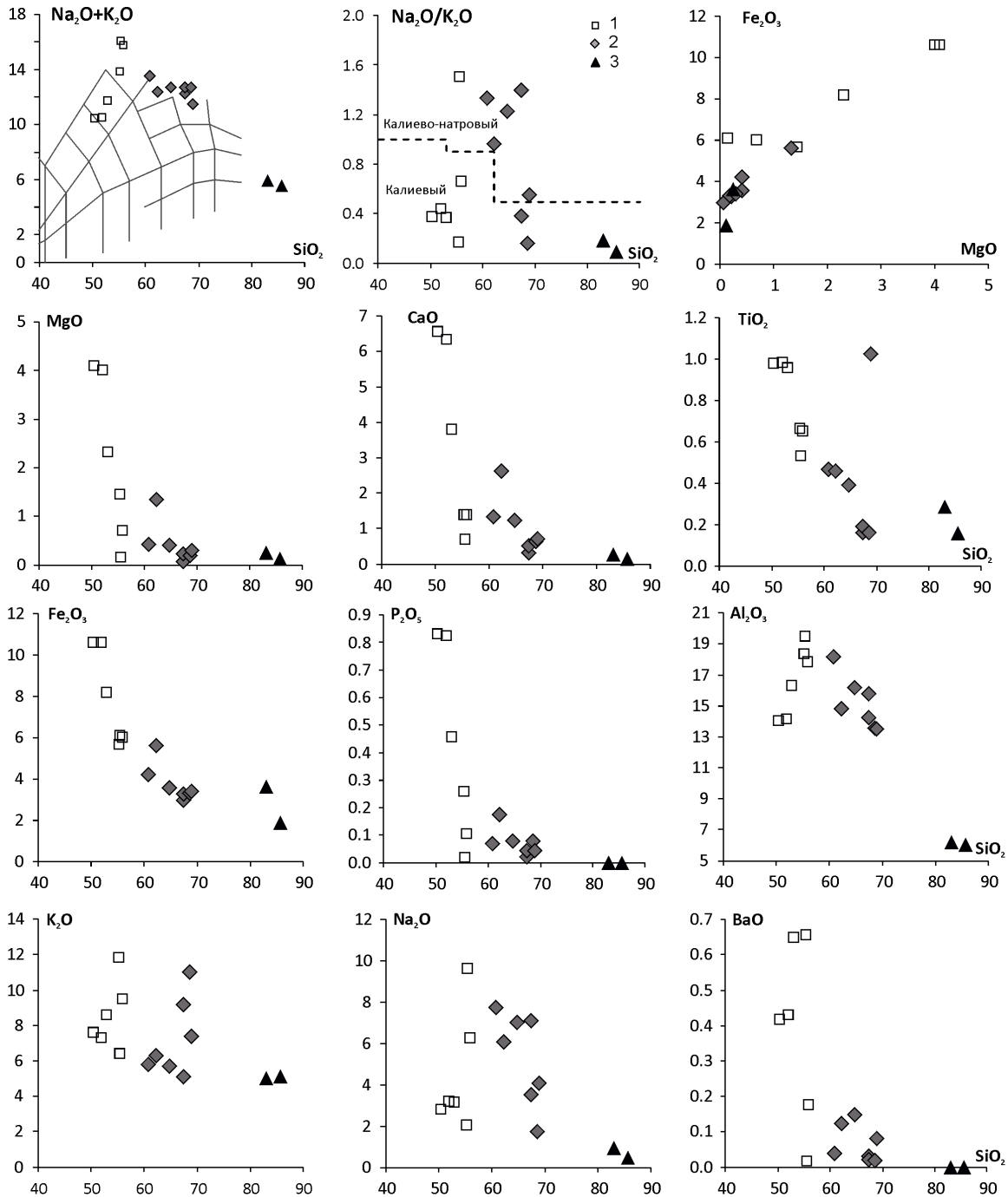


Рис. 11. Петрохимическая и геохимическая характеристика пород Ыллымахского массива. Содержания породообразующих элементов приведены в вес. %, рассеянных в ppm. 1 – породы первой группы (фельдшпатоидные сиениты); 2 – породы второй группы (щелочные сиениты); 3 – породы третьей группы (эгириновые граниты).

В первой группе пород, включающей щелочные и фельдшпатоидные сиениты, количество SiO_2 варьирует от 50 до 56 вес.%. По сумме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$

они относятся к щелочному ряду, что подтверждается присутствием фельдшпатоидов (лейцита, нефелина). Кроме того, породы отличаются более высокими содержаниями MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Ba , Sr по сравнению с другими (Васюкова и др., 2020). На большинстве вариационных диаграмм (рис. 11) точки составов пород этой группы имеют явную отрицательную корреляцию с содержанием кремнезёма (MgO -, CaO -, Fe_2O_3 -, MnO -, P_2O_5 - SiO_2). Опираясь на значения коэффициента Na_2O/K_2O , породы первой группы имеют калиевый уклон щёлочности. В соответствии с номенклатурой, основанной на минеральном составе, они относятся к семейству фельдшпатоидных сиенитов.

Ко второй группе относятся средние породы калиево-натрового уклона. Содержание SiO_2 в них меняется от 60 до 70 вес.%. По минеральному составу они варьируют от нефелин- до кварц-содержащих пород и относятся к семейству сиенитов (Васюкова и др., 2020). На вариационных диаграммах для большинства петрогенных элементов наблюдается корреляция: в основном положительная, также как и для точек составов первой группы. Исключение составляет Al_2O_3 , содержание которого напротив убывает с увеличением кремнекислотности (рис. 11).

Третья группа, включающая эгириновые граниты и их пегматиты, явно отличается по содержанию большинства элементов, образуя независимый кластер на диаграммах (рис. 11). Однако, породы сохраняют калиевый тип щёлочности и геохимическое сходство, о котором подробнее речь пойдёт ниже (рис. 11).

Содержание MgO для большинства образцов не превышает 1 вес. %, но в редких случаях достигает 4 вес. %. На диаграмме $MgO-Fe_2O_3$ точки составов исследуемых пород укладываются в линейный тренд, что свидетельствует в пользу предположения о фракционной кристаллизации внутри каждой группы (рис. 11). Породы с более высоким содержанием магния также характеризуются повышенным содержанием TiO_2 (Васюкова и др., 2020).

Минеральный состав, безусловно, коррелирует с химическим: породы с повышенным P_2O_5 характеризуются высокими содержаниями апатита, а в породах с высоким K_2O наблюдается псевдолейцит.

Для геохимических исследований были отобраны представительные образцы каждой из трёх выделенных групп. Содержания редких и редкоземельных элементов образцов показаны в Таблице 7. Сравнение спектров распределения содержаний редких и редкоземельных элементов, нормированных на примитивную мантию (PM), показало схожесть абсолютных значений, общей формы, направленности графиков, положения аномалий.

Графики всех пород имеют близкие значения по Rb, K, Hf, Zr, Ti. Также графики всех исследуемых пород имеют схожие аномалии (относительно соседних элементов): положительные по Zr, Hf, Pb и отрицательные по Ta, Nb. С другой стороны, наблюдаются и ряд отличий, связанных, прежде всего, с составом пород. Так, минимум по Ba для гранитов и пород второй группы (щелочные и сиениты), в отличие от максимума на графиках пород первой группы (фельдшпатоидные сиенитов), напрямую связаны с количеством щелочного полевого шпата (Васюкова и др., 2020).

Нормированные к PM содержания редких элементов в породах первой группы широко варьируют – до порядка для отдельных элементов. Также обнаруживается некоторая нестабильность в содержаниях Sr. Мультиэлементные спектры для пород второй группы напротив очень близки, почти полностью повторяя друг друга в узком диапазоне значений. Самыми низкими содержаниями редких элементов (рис. 12), за исключением Th, U, Pb, обладают щелочные граниты. Содержание Ti в гранитах также слабо повышено, образуя положительную аномалию спектра, но не превышая по абсолютным значениям содержания в сиенитах.

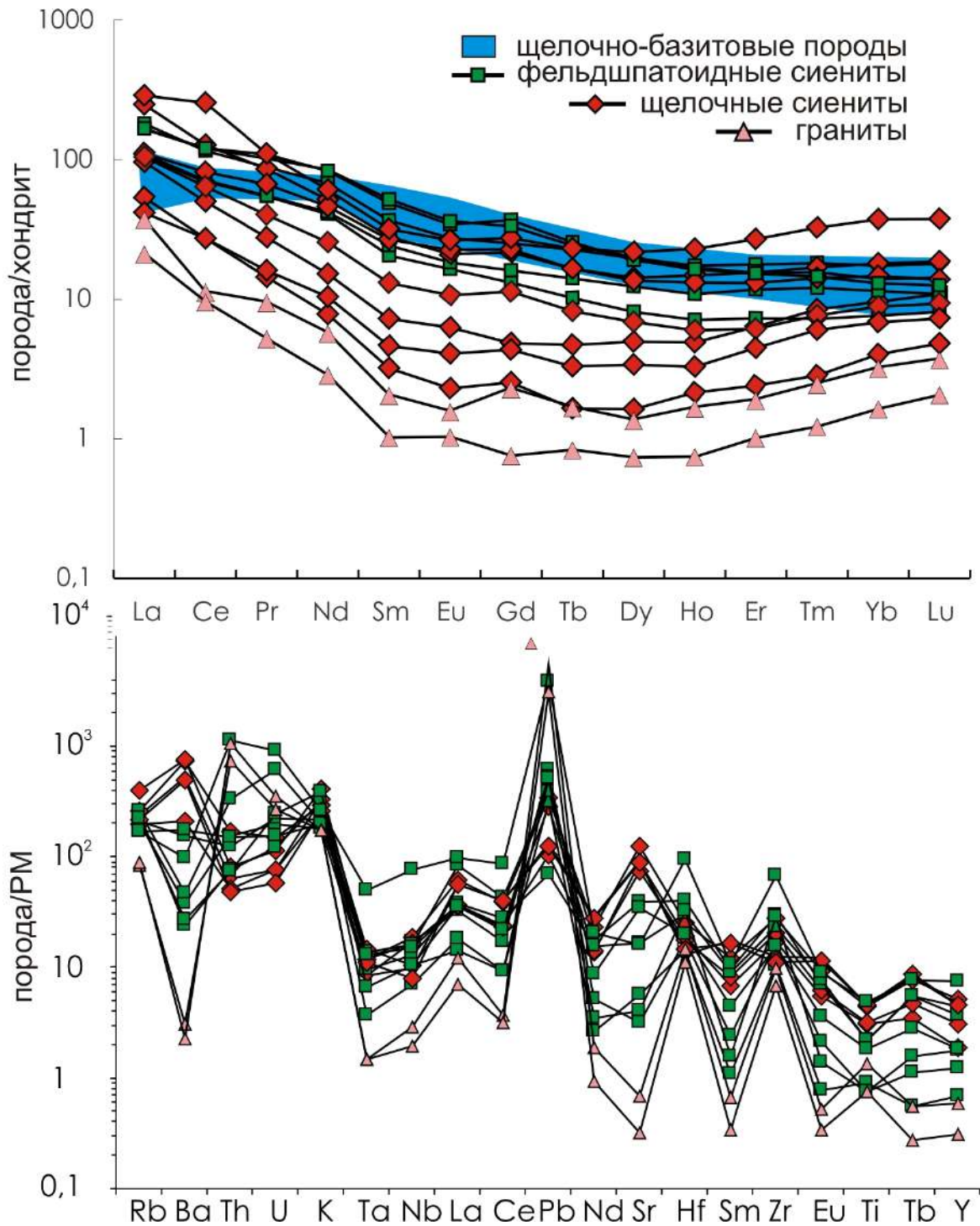


Рис. 12. Графики распределения содержаний редкоземельных (а) и редких (б) элементов, нормированных на РМ по, в породах Ыллымахского массива (McDonough, Sun, 1995).

Для спектров редкоземельных элементов (рис. 12) прослеживаются те же тенденции, что и для мультиэлементных: узкий внутригрупповой диапазон значений для гранитов и группы фельдшпатоидных и щелочных сиенитов, между которыми располагаются графики распределения элементов

для полевошпатовых сиенитов. Следует отметить, что спектры внутри каждой группы, субпараллельны друг другу, что особенно хорошо видно для щелочных сиенитов. В области Eu-Gd у спектров для всех пород видна небольшая нестабильность в сторону уменьшения Eu и увеличения Gd.

Конфигурация спектров распределения редкоземельных элементов для гранитов и щелочных сиенитов, характеризуется сравнительно пологим наклоном и U-образной формой. Столь специфическая форма может быть вызвана фракционированием минерала, имеющего высокие коэффициенты распределения в области средних редких. Однако стоит отметить, что содержания лантаноидов из средней части спектра определённо коррелируют с содержанием кремнезёма.

3.8. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород массива Ыллымах.

Для геохронологических исследований были отобраны основные разновидности пород, представленные на массиве Ыллымах. Было проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное исследование флогопита из нефелинового сиенита (обр. 2136). Полученный возрастной спектр минерала состоит из 7 ступеней (рис. 13, табл. 6). Три последних ступени, будучи объединены в возрастное плато, включают 55% от выделенного в ходе эксперимента ^{39}Ar . Средневзвешенное значение составило 142 ± 2.1 млн лет. Это значение можно принять за время закрытия K-Ar изотопной системы во флогопите, учитывая малоглубинные условия формирования, может рассматриваться как возраст кристаллизации нефелиновых сиенитов (Васюкова и др., 2020).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр полевого шпата из щелочного сиенита (Обр. 2148), состоит из восьми ступеней (рис. 13). Четыре среднетемпературные ступени удовлетворяют критерию возрастного плато и определяют средневзвешенный возраст исследуемого образца – 131.5 ± 2.2 млн лет (табл. 6). Количество выделенного ^{39}Ar соответствует 80% от общего объема ^{39}Ar . Таким образом, полученный возраст 131.5 ± 2.2 млн лет соответствует

возрасту закрытия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопной системы в полевом шпате и отвечает времени становления сиенитов (Васюкова и др., 2020).

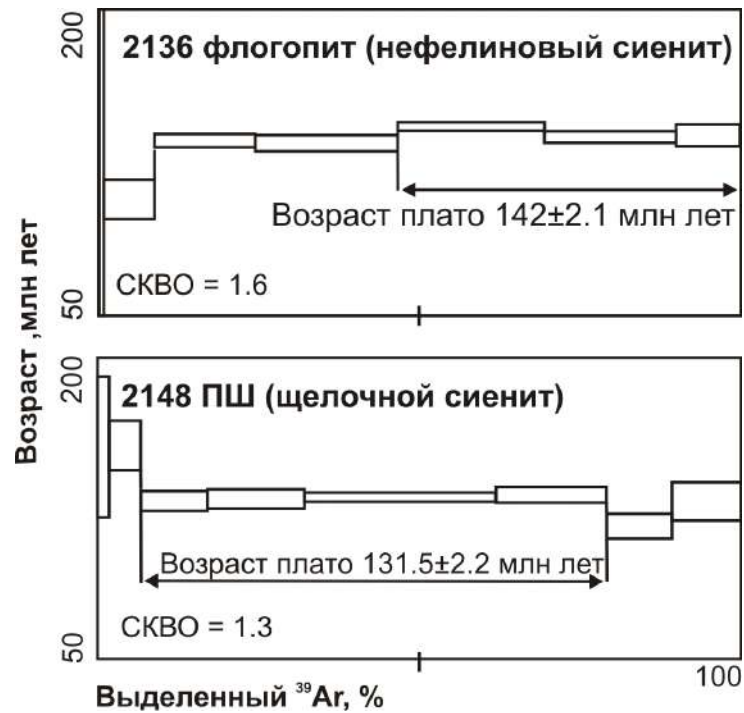


Рис. 13. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мономинеральных фракций флогопита из нефелиновых сиенитов (Обр. 2136), полевого шпата из щелочных сиенитов (Обр. 2148) Ыллымахского массива.

Были проведены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопные исследования полевого шпата щелочного сиенита (Обр. 2156), который демонстрирует возрастной спектр, состоящий из семи ступеней (рис. 14). При этом выделяется плато из шести ступеней, средневзвешенный возраст по которому составляет 130.1 ± 2.1 млн лет (рис. 14). Ступени, формирующие плато, включают в себя более 90% выделенного ^{39}Ar , поэтому полученная оценка возраста полевого шпата может быть принята за время его формирования (Васюкова и др., 2020).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр полевого шпата эгиринового гранита (Обр. 2166) состоит из 8 ступеней (рис. 14, табл. 6). Три высокотемпературные ступени включают 60 % выделенного ^{39}Ar . Ступенчатая низко- и среднетемпературная часть спектра (рис. 14), вероятно, связана с неоднородностью образца и невысокой устойчивостью К-Аг изотопной

системы в полевых шпатах (температура закрытия 125-350°C, (Hodges, 2003)). Высокотемпературные ступени, в свою очередь, демонстрируют однородные изотопные характеристики, совпадающие с учетом ошибки и могут быть объединены в возрастное плато. Таким образом, средневзвешенный возраст образования минерала равен 125 ± 1.8 млн лет и может быть принят за оценку возраста породы (Васюкова и др., 2020).

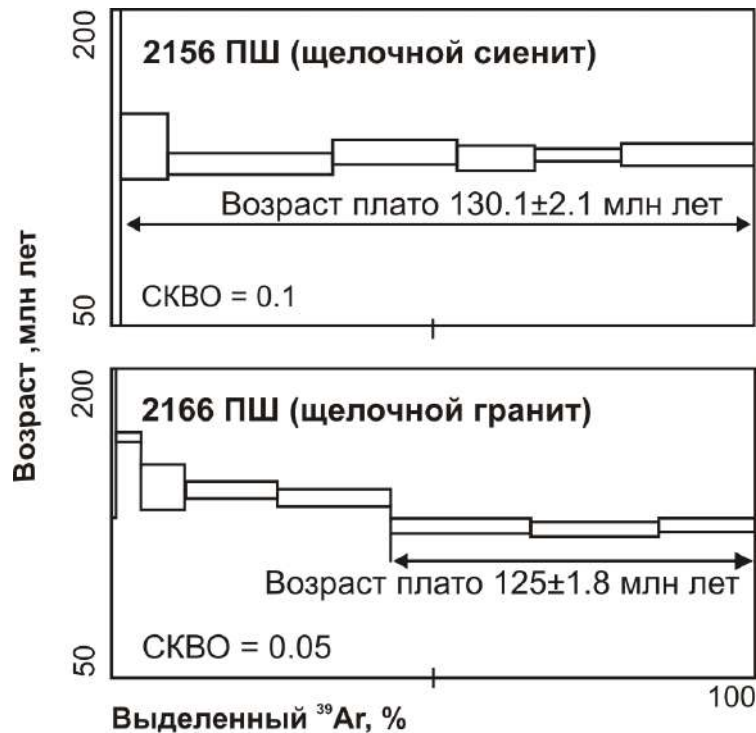


Рис. 14. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мономинеральных фракций полевого шпата из щелочных сиенитов (Обр. 2156) и полевого шпата из щелочного гранита (Обр. 2166) Ыллымахского массива.

3.9. Изотопная (O, Sr-Nd) характеристика пород массива Ыллымах.

Изотопный состав кислорода. Значения изотопного состава кислорода в минералах из пород массива Ыллымах приведены в таблице 2. $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ в полевых шпатах из нефелиновых сиенитов попадают в узкий интервал (7.1-8.4 ‰). Флогопит из нефелиновых сиенитов (обр. 2136) демонстрирует более легкий изотопный состав (6.1‰). Обращает на себя внимание аномально легкий изотопный состав кислорода в пироксене этого образца (3.2 ‰). Вероятнее всего, исходные изотопные метки были потеряны вследствие вторичных изменений (Васюкова и др., 2020). Амфибол из сиенита (обр.

2156) показывает низкие содержания тяжелого кислорода (5.8 ‰) по сравнению с таковыми в полево шпате (7.1 ‰), что соответствует способности концентрировать ^{18}O различными минералами (Epstein, Taylor, 1967; Chasko et al., 2001). В целом, полученные $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ исследуемых минералов полевошпатовых и щелочных сиенитов ложатся в интервал значений, характерный для магматических пород (4.5-7 ‰, (Hoefs, 2009)) и не находят подтверждения сколько-нибудь значимого процесса коровой контаминации (Васюкова и др., 2020). Щелочные граниты демонстрируют более тяжелый изотопный состав кислорода (9.4-10.2 ‰), что может быть вызвано влиянием коровой компоненты.

Таблица 2. Изотопный состав O пород Ыллымахского массива.

Порода	Образец	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW), ‰
Фельдшпатоидный сиенит	2136	полево шпат	7.8
		флогопит	6.1
		пироксен	3.2
Щелочной сиенит	2148	полево шпат	8.4
Щелочной сиенит	2156	полево шпат	7.1
		амфибол	5.8
		матрица	8.9
Щелочной гранит	2172	полево шпат	9.4
		кварц	10.2

Изотопный состав Sr и Nd. Значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ приведены в таблице 3 и на рис. 15. В соответствии с полученными геохронологическими данными, начальные значения Sr и Nd пересчитаны на возраст 130 млн лет для образцов 2140 и 2146, 142 млн. лет для образцов 2134 и 125 млн лет для образца 2166. Щелочные сиениты имеют отрицательные величины $\epsilon\text{Nd}(t)$, которые попадают в узкий интервал от -13.1 до -14.1. Возраст источника щелочных сиенитов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})=1.7-2.0$ млрд. лет. Граниты характеризуются аналогичным значением $\epsilon\text{Nd}(t)$ - (-13.06), но отличаются модельным возрастом $T_{\text{Nd}}(\text{DM})=1.4$ млрд лет.

Образцы 2134, 2140 и 2146 показывают близкие исходные значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, что может свидетельствовать о гомогенности источника пород. Щелочные граниты (2166) обнаруживают значительное обогащение радиогенной компонентой, первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ повышается до 0.710 против 0.705 для остальных образцов. Подобное обогащение можно было бы связать с процессом вторичного изменения породы (высокая подвижность стронция), но этот факт не подтверждается петрографическими исследованиями. Можно предположить, что происходила контаминация гранитного расплава веществом, обогащенным радиогенным стронцием.

Таблица 3 Изотопный состав Nd и Sr пород Ыллымахского массива.

Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon(\text{Nd})_T$	T(DM)	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$
2140	39.41	216.78	0.109892	0.51186	-13.6	1892	306	1122	0.78906	0.70653	0.70507
2166	0.30	2.31	0.079339	0.511869	-13.1	1453	60.5	15.5	11.31932	0.73016	0.71005
2146	3.23	16.41	0.119184	0.511897	-13.1	2018	277	1540	0.5194	0.70613	0.70517
2134	0.98	6.17	0.096338	0.511831	-14.1	1712	127	64.9	5.68636	0.71614	0.70482

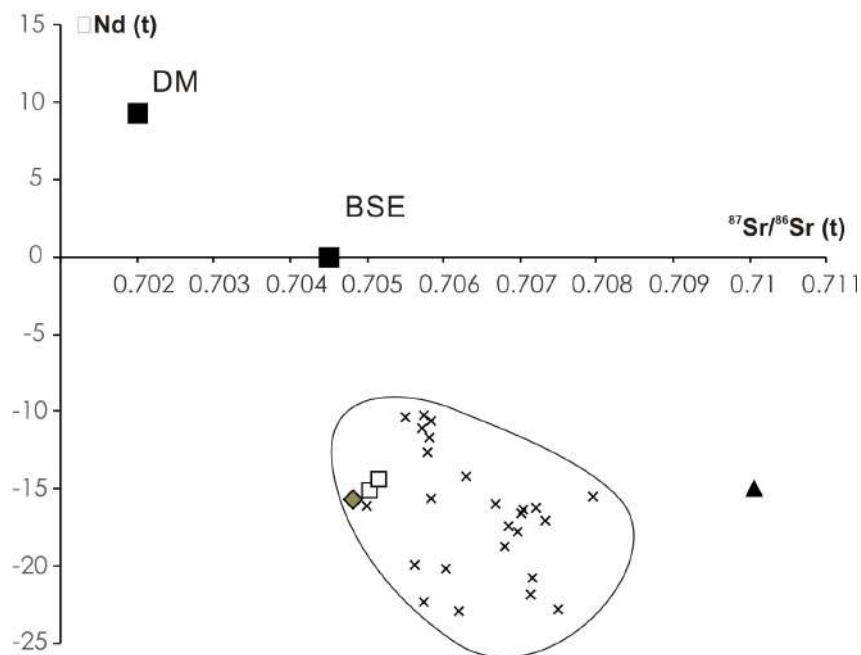


Рис. 15. Положение исследуемых пород массива Ыллымах на диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \epsilon(\text{Nd})_T$ по сравнению с высококалийными породами Центрально-Алданского и Верхнеамгинского ареалов магматизма (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006). Обозначения аналогичны рисункам 11,12.

На диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon(\text{Nd})_T$ породы массива Ыллымах (рис. 15), за исключением щелочных гранитов, попадают в область значений

характерных для мезозойских высококалийевых пород Алдано-Станового щита: Центрально-Алданского района (массивы Томмотский, Рябиновый, Якокутский, Заметный, Инагли), Верхнеамгинской площади и Мурунского массива. Стоит отметить, что значения располагаются в верхней части области, характеризующейся наиболее высокими значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ и относительно низкими $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ (рис. 15).

3.10. Механизм образования и характеристика источника пород массива Ыллымах.

Механизм образования. На основании изучения расплавных включений в минералах щелочно-основных даек и щелочных породах, слагающих Ыллымахский массив установлено, что все рассматриваемые породы (малиньиты, псевдолейцитовые фонолиты и пуласкиты) могли быть образованы из единого исходного расплава щелочно-основного состава (Рокосова, 2014). Полученные петрографические, петролого-геохимические и геохронологические данные позволяют предположить, что породы массива образованы несколькими независимыми импульсами внедрения. Внутри каждого импульса происходило фракционирование, что хорошо видно на петро- и геохимических диаграммах. Вещественный состав пород имеет ряд схожих особенностей. Породы одинаковы по уклону щёлочности: калиевому и калиево-натриевому. На вариационных диаграммах они образуют независимые кластеры по содержаниям кремнезёма и, частично, по содержанию железа. Форма геохимических спектров гранитов, совпадающая по форме и абсолютным значениям со спектрами более меланократовых пород, близкие содержания К, Ti подтверждает сингенетичность расплавов, из которых кристаллизуются фельдшпатоидные и полевошпатовые сиениты и граниты. Дополнительным доказательством могут служить значения ϵNd для щелочных гранитов, которые близки к таковым в щелочных сиенитах и лейцитовых сиенитах.

Помимо сходства, указывающего на сингенетичность, отмечены различия, подчёркивающие независимость магматических импульсов. Основные различия заключаются в разнонаправленности петрохимических трендов (например, для Al_2O_3) и в поведении отдельных рассеянных элементов (Ba, Th, U, Sr). Полученные геохронологические характеристики подтверждают вариант импульсных внедрений (Васюкова и др., 2020). Стоит отметить существенное отличие $^{87}Sr/^{86}Sr_I$ отношений и $\delta^{18}O$ значений в гранитах, по сравнению с щелочными сиенитами, что может быть вызвано значительным увеличением роли корового материала.

Характеристика источника Полученные нами изотопные данные свидетельствуют, что образование щелочных пород массива происходило из источника с отрицательными $\epsilon Nd(t)$ (около -15) и повышенным $^{87}Sr/^{86}Sr_I$ отношением ($\sim 0,705$). Предыдущие исследователи (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994) такие изотопно-аномальные характеристики мезозойских высококалийных пород Алдано-Станового щита связывают с их генерацией из литосферной мантии, метасоматизированной в архей-палеопротерозойский период. Этим, помимо низких значений ϵNd , могут объясняться высокие содержания K, положительные аномалии по Pb и Nb-Ta минимум. Однако следует принять во внимание обилие архейских пород с подобными изотопными характеристиками. Согласно Объяснительной записке (Объяснительная записка, 2001) среди архейских пород выделяют две свиты: верхнеалданскую и фёдоровскую, сложенные метаморфическими породами. При этом они обладают характерными отрицательными значениями $\epsilon Nd(t)$ (-33,7 для верхнеалданской и -16,8 для фёдоровской). Учитывая данные изучения расплавных включений Рокосовой с соавторами (Рокосова, 2014) и полученный изотопный состав кислорода в минералах фельдшпатоидных и щелочных сиенитов, сложно предполагать, что щелочные породы Ыллымаха были сформированы при плавлении корового материала. При этом граниты Ыллымаха могли быть сформированы с участием корового вещества. Таким образом, наиболее вероятно, что уже в

архейское время под Алдано-Становым щитом существовал изотопно обогащённый мантийный источник (Mitchell et al., 1994; Богатиков и др., 1985; Davies et al., 2006; Кононова и др., 1995; Doroshkevich et al., 2020; Doroshkevich et al., 2018). Его реактивация в мезозойское время могла стать причиной появления щелочных пород.

3.11. Обсуждение результатов датирования пород массивов Инагли и Ыллымах.

По полученным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировкам можно ограничить время образования основного объема щелочных пород массива Инагли интервалом 133-128 млн. лет. С учетом аналитической ошибки, можно предполагать практически синхронное образование шонкинитов, лейко- и меланократовых сиенитов и монцонит-порфиров массива. Отчетливо идентифицируется возраст внедрения жил в ядро - 133.3 ± 1.5 млн лет по амфиболу из пегматитовой амфибол-полевошпатовой жилы с вкрапленниками хромдиопсида (Пономарчук и др., 2019а). Геологические наблюдения показывают наложение подобных жил как на дуниты, так и на дайки клинопироксенитов в ядре (Корчагин, 1996). Таким образом, 133.3 ± 1.5 млн лет является верхней оценкой возраста этих пород. Формирование пегматитовых жил связано непосредственно с внедрением основного объема щелочных пород и сопровождающим автотетасоматозом (Корчагин 1996), или же с кристаллизацией из магматического остаточного расплава (Округин и др., 2018). Обособленно выглядит оценка возраста формирования клинопироксенитов – не позднее 145.8 ± 3.2 млн лет (Пономарчук и др., 2019а). Эти породы слагают тонкую внешнюю зону вокруг ядра, также отмечаются дайки пород подобного состава в пределах ядра (Боярко и др., 2002). Вероятно, внедрение клинопироксенитов было самым ранним событием в становлении кольцевой интрузии, после формирования более древнего дунитового ядра. Хотя не исключается возможность синхронного образования (или изменения) дунитов и клинопироксенитов. Опубликованы

датировки слюдяных пироксенитов 123 ± 2 млн лет и пироксенитов 126.9 ± 1.2 млн лет (Округин и др., 2018). Учитывая нарушенный возрастной спектр пироксенитов, полученный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом и вопрос о времени формирования этих пород пока остается не решенным. Возраст цирконов дунитов 122 ± 2 млн лет (Ибрагимова и др., 2015), наряду с возрастом слюдяных пироксенитов 123 ± 2 млн лет, может быть маркером поздних процессов, требующих дальнейших исследований. Большая ошибка определения возраста флогопитовой вкрапленности в дунитах Инагли (136.5 ± 4.1 млн лет) затрудняет однозначную интерпретацию - с учетом ошибки этот результат пересекается как со временем образования флогопитовых клинопироксенитов, так и с возрастом амфибол-полевошпатовых жил. Так же полученная датировка по флогопиту из дунита пересекается с возрастными цирконов из дунитов массива (U-Pb SHRIMP II метод) – 134 ± 2 млн лет (Ибрагимова и др., 2015); 134 ± 1.8 млн лет (Округин и др., 2018), что дает возможность предположить вариант совместного образования или перекристаллизации циркона и флогопита. Прямое датирование ^{190}Pt - ^{4}He методом изоферроплатины массива Инагли дает возраст образования 127 ± 6 млн лет (Yakubovich et al., 2015). Полученный возраст монцитит порфиров пластовых интрузий, окружающих массив Инагли – 130 ± 2.1 млн лет согласуется с U-Pb датировками цирконов сиенит-порфиров (130 ± 1 млн лет; 128.6 ± 1.5 млн лет (Ибрагимова и др., 2015; Округин и др., 2018)) и близок к монцитит порфирам (133 ± 1 (Ибрагимова и др., 2015)), и свидетельствует об одновременном закрытии U-Pb и K-Ar изотопных систем.

Интервал образования Ыллымахского массива составляет 142 - 125 млн лет, что сужает полученный ранее, на основании K-Ar датировок, интервал 165 - 130 млн лет (Шнай, Орлова, 1977). Возраст формирования метасоматитов месторождения Подгалечное (132.5 ± 1.9) млн лет соответствует завершающим этапам рудообразования Рябинового месторождения Центрально-Алданского района – 131.1 ± 1.6 млн лет (Гаськов и др., 2022), а так же становлению сиенитов Горы рудная и

связанного с ними Морозкинского месторождения - 130 ± 1 млн лет и 132 ± 1.6 млн лет (Гузев и др., 2021а).

Установленные значения возраста для пород массива Инагли и Бллымах совпадают по времени с позднемезозойскими магматическими процессами, широко проявленными на Алдано-Становом щите (табл 8, рис 1). Для позднемезозойских магматических комплексов Алдана характерно линейно-групповое расположение магматических тел с изменением состава пород как в направлении с юга на север, так и с востока на запад. В частности, если в западной части щита породы отличаются высокой щелочностью, а субщелочные породы относительно слабо распространены, то для восточной окраины более характерны субщелочные породы и граниты. Неоднократно предпринимались попытки объединить, в рамках формационного анализа, мезозойский магматизм Алданского щита, отличающийся исключительным многообразием состава изверженных пород (Миронюк и др., 1971).

Используя как геологические данные, так и К-Аг датировки для Центрально-Алданского рудного района, была выделены следующие этапы формирования ассоциаций пород: (1) раннеюрский монцонит-сиенитовый – 217 - 186 млн лет; (2) среднеюрский дунитовый и лейцитит-щелочносиенитовый – 175 - 161 млн лет; (3) позднеюрский-раннемеловой фергусит-дунитовый и монцонит-сиенитовый – 162 - 140 млн лет; (4) раннемеловой лейцитит-щелочносиенитовый, монцонит-сиенитовый и лейцитит-щелочносиенитовый – 138 - 125 млн лет (Максимов и др., 2010). Недостатком такой классификации можно отметить базирование на устаревших К-Аг датировках, значительно уступающих современным прецизионным методам определения возраста. В частности, формирование пород массива Инагли ранее предполагалось в два этапа: 1) образование дунитового ядра, пироксенитов, мелашонкинитов в ранней юре; 2) формирование фергуситов, миссуритов, псевдолейцитовых шонкинитов, сиенитов в поздней юре (Максимов, 1975; Максимов и др., 2010). В данной

работе показано, что образование клинопироксенитов (145.8 ± 3.2 млн лет) и щелочно-основных пород (133 - 128 млн лет) имело место в меловую эпоху (Пономарчук и др., 2019а). На основании опубликованных геохронологических данных по магматизму Центрально-Алданского района (табл.8) (Шатов и др., 2012; Молчанов и др., 2013; Ибрагимова и др., 2015; Yakubovich et al., 2015; Шатова и др., 2017; Пономарчук и др., 2019а; Васюкова и др., 2020; Гузев и др., 2021а; Гаськов и др., 2022) был построен график распределения плотности вероятности событий (рис. 16). Периоды становления фаз массива Ыллымах совпадают с наиболее выраженными пиками магматической активности (рис. 16: 140-144 млн лет, 129-134 млн лет, 125-128 млн лет). Формирование же щелочных пород массива Инагли согласуется с самым большим пиком магматической активности района – 128-133 млн лет.

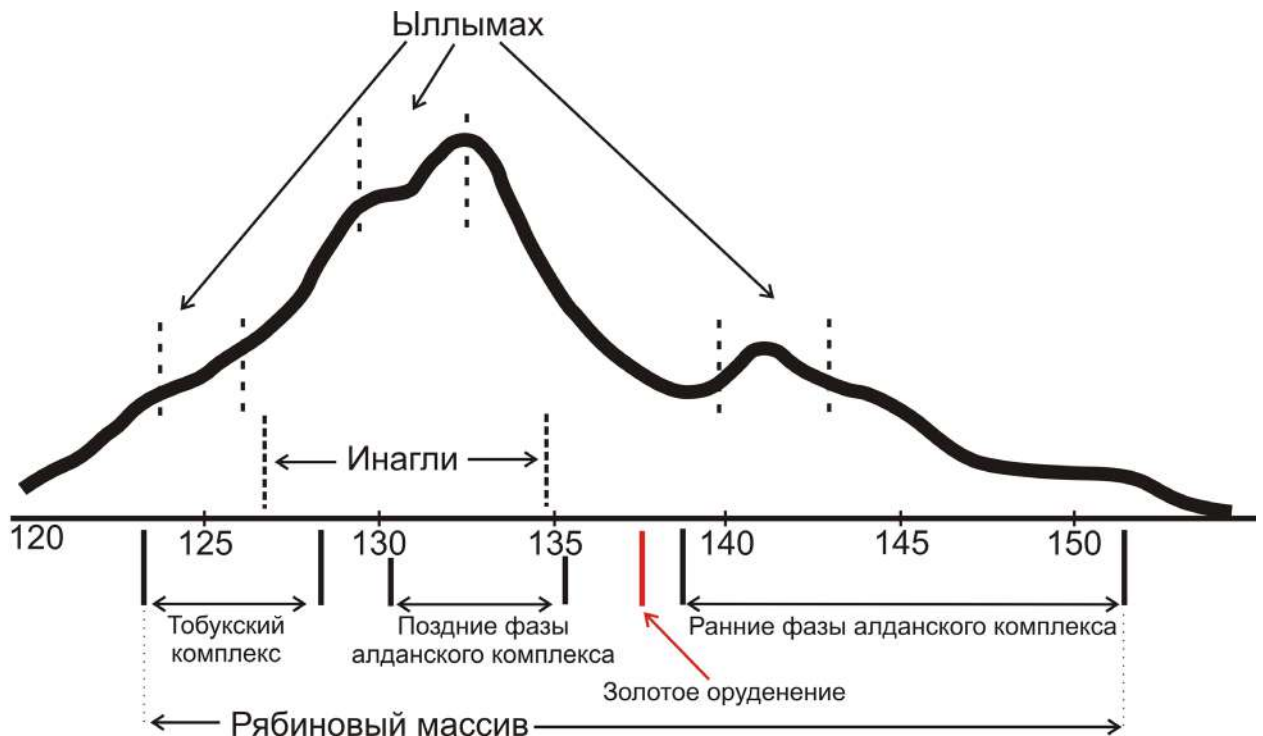


Рис. 16. Распределение плотности вероятности мезозойских событий в Центрально-Алданском районе Алдано-Станового щита. Данные согласно (Шатов и др., 2012; Молчанов и др., 2013; Ибрагимова и др., 2015; Yakubovich et al., 2015; Шатова и др., 2017; Округин и др., 2018; Пономарчук и др., 2019а; Васюкова и др., 2020; Гузев и др., 2021а; Гаськов и др., 2022). Интервалы формирования массивов Ыллымах и Инагли (Васюкова и др., 2020; Пономарчук и др. 2019а)

Сиенитовый массив Рябиновый в Центрально-Алданском золоторудном районе считается эталонным объектом, на котором проявлены все фазы мезозойского щелочного магматизма: T_3-J_1 , J_1-J_2 , J_3-K_1 , K_1-K_2 (Кочетков и др., 1989; Максимов, 2003). Возраст серицит-микроклиновых метасоматитов в пределах Рябинового массива по данным K-Ar метода составляет 134 - 120 млн. лет (Угрюмов, Дворник, 1985; Дворник, 2009). Возраст микроклин-серицитовый метасоматитов с халькопиритом и борнитовой руды, согласно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методу по серицитам, составляют 137.5 ± 1.7 и 137.2 ± 1.6 млн лет соответственно (Гаськов и др., 2022). Данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования ортоклаза из щелочного сиенита массива установили возраст формирования пород - 144.8 ± 1.5 млн лет, а эгиринового сиенита 151.4 ± 1.9 млн лет (по флогопитам, табл. 8) (Гаськов и др., 2022). Более поздние дайки лампрофиров Рябинового массива датируется возрастaми 128.6 ± 1.3 млн лет и 124.8 ± 1.4 млн лет (по флогопитам, табл. 8) (Гаськов и др., 2022), что также близко к возрасту щелочного сиенитового комплекса массивов Инагли и Ыллымах (133 - 128 млн лет, 142 - 125 млн лет). Работы В.В. Шатова и соавторов (Шатов и др., 2012) на основе использования независимых U-Pb и Rb-Sr изотопных систем показали (раннемеловой-позднеюрский) возраст кристаллизации сиенитов и лампрофиров Рябинового массива – 147 - 120 млн лет (табл. 8).

На основании современных геологических и геохронологических данных можно выделить 3 этапа формирования Рябинового массива: 1) формирование ранних щелочных и щелочно-основных пород (меланократовых щелочных сиенитов, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, шонкинитов при подчиненном количестве кварцевых сиенитов) в интервале 155-140 млн лет; 2) образование щелочных сиенитов, сиенит порфиров и кварцевых сиенитов 134-130 млн лет; 3) внедрение даек тобукского комплекса (лампроиты, минетты, сиенит-порфиры) происходило после 130 млн лет. Основные рудопродуктивные стадии, возрастом около 137

млн лет, связаны с завершением раннего этапа магматизма (Borisenko et. al., 2011).

В пределах Лебединого рудного поля (Центрально-Алданский рудный район) возраст дайки лампрофиров по биотиту составил 132.4 ± 1.6 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (Гаськов и др., 2022). По данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования флогопита из сиенита месторождения Лунное (юго-западная часть Эльконского горста) получен возраст формирования пород - 143.1 ± 2.0 млн лет (Гаськов и др., 2022).

Таким образом, на основании полученных данных, можно сформулировать первое защищаемое положение:

Образование массива Ыллымах включает три эпизода внедрения: 142, 132 - 130 и 125 млн лет в последовательности фельдшпатоидные сиениты – полевошпатовые сиениты – щелочные граниты с участием процессов фракционной кристаллизации в промежуточных камерах. Формирование дифференцированного кольца щелочных пород и пегматитовых жил массива Инагли происходило в интервале 134 - 128 млн лет. Образование пород обоих массивов соответствует периодам становления других мезозойских массивов Центрально-Алданского района.

3.12. Дополнительные материалы к главе 3

Таблица 5. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород массива Инагли.

Ошибки указаны с интервалом $\pm 2\sigma$.

T, °C	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	Выделенный ^{39}Ar , %	Возраст млн.лет	\pm
ИН15-32 флогопит (Интегральный возраст 142.3 \pm 2.5 млн. лет; J=0.003970 \pm 0.000041)											
500	109.5	2.4	0.11	0.08	0.21	0.07	0.24	0.02	0.6	265.1	39.9
620	92.8	3.1	0.07	0.03	0.7	0.2	0.17	0.03	1.3	281.7	62.1
750	37.7	0.2	0.026	0.007	0.09	0.01	0.067	0.006	6.1	123.4	12.5
860	25.44	0.06	0.020	0.002	0.021	0.005	0.016	0.002	25.8	142.1	4.6
960	24.24	0.06	0.018	0.003	0.004	0.003	0.019	0.003	46.8	128.6	5.2
1050	24.96	0.05	0.015	0.001	0.033	0.002	0.014	0.002	68.3	144.1	4.4
1140	24.88	0.04	0.015	0.002	0.018	0.006	0.012	0.001	100.0	147.2	3.2
ИН15-05 флогопит (Интегральный возраст 138.7 \pm 4.8 млн. лет; J=0.003984 \pm 0.000042)											
550	1003.7	65.6	0.55	0.09	10.5	2.7	3.3	0.2	1.3	167.4	126.9
680	240.0	12.2	0.15	0.03	10.5	3.3	0.75	0.06	4.1	123.2	100.6
830	81.6	0.8	0.05	0.02	3.7	3.0	0.182	0.010	10.0	190.3	18.5
980	27.41	0.07	0.026	0.003	0.3	0.2	0.023	0.003	45.2	141.6	5.3
1080	21.82	0.07	0.014	0.003	0.2	0.2	0.009	0.003	83.5	132.2	6.6
1180	24.8	0.1	0.018	0.004	1.3	0.8	0.021	0.005	100.0	128.7	9.7
И1-1 амфибол (Интегральный возраст 132.7 \pm 1 млн. лет; J=0.002892 \pm 0.000022)											
550	155.9	2.4	0.09	0.02	0.008	0.008	0.48	0.02	0.3	71.4	23.3
650	55.4	0.7	0.02	0.01	0.007	0.007	0.12	0.01	0.7	94.1	18.5
800	127.5	1.4	0.07	0.01	0.11	0.09	0.36	0.01	1.1	106.6	16.5
925	31.05	0.01	0.0170	0.0003	0.542	0.003	0.0151	0.0004	13.6	133.7	1.1
1000	29.07	0.01	0.0158	0.0001	0.565	0.001	0.0086	0.0002	44.2	133.4	1.0
1065	27.747	0.01	0.01499	0.0001	0.5846	0.001	0.0043	0.0002	97.5	133.2	1.0
1130	30.30	0.03	0.019	0.001	0.57	0.01	0.017	0.001	100.0	127.3	1.8
ИН15-33 флогопит (Интегральный возраст 127.9 \pm 2 млн. лет; J=0.003999 \pm 0.000042)											
500	43.2	0.8	0.07	0.02	4.1	0.5	0.14	0.02	1.4	23.3	36.9
620	27.6	0.4	0.03	0.01	1.2	1.1	0.06	0.01	4.3	66.2	27.8
740	23.33	0.05	0.023	0.003	0.3	0.2	0.021	0.002	12.2	119.9	4.2
850	24.28	0.09	0.013	0.006	0.8	0.2	0.024	0.004	18.7	119.6	7.1
970	22.01	0.04	0.0177	0.0008	0.2	0.1	0.010	0.002	42.3	132.4	3.4
1060	23.21	0.06	0.021	0.003	0.4	0.2	0.010	0.003	52.1	140.2	5.5
1130	20.63	0.02	0.019	0.001	0.13	0.02	0.0058	0.0009	87.4	131.7	2.2
1170	21.88	0.03	0.018	0.001	0.14	0.04	0.009	0.001	100.0	134.4	2.7
ИН15-24 амфибол (Интегральный возраст 122.2 \pm 3.7 млн лет; J=0.00004092 \pm 0.000044)											
550	134.4	8.8	0.14	0.07	12.6	5.7	0.36	0.07	1.3	190.1	129.2
700	30.7	0.2	0.015	0.006	0.5	0.3	0.044	0.008	8.9	125.8	16.5
850	27.3	0.2	0.021	0.007	2.3	0.7	0.040	0.008	18.9	110.8	15.8
970	31.5	0.1	0.02	0.01	0.9	0.5	0.055	0.003	27.1	109.0	7.2
1080	23.48	0.04	0.020	0.004	0.5	0.2	0.025	0.002	51.0	114.3	3.4
1170	21.84	0.05	0.022	0.001	0.5	0.1	0.013	0.002	100.0	128.2	4.4
ИН15-11 матрикс (Интегральный возраст 132 \pm 2.2 млн. лет; J=0.003953 \pm 0.000041)											
500	185.8	17.9	0.6	0.2	1.3	0.3	0.5	0.1	0.3	223.1	178.4
650	28.8	0.3	0.018	0.008	0.14	0.04	0.04	0.01	4.7	119.4	19.7
780	23.01	0.03	0.018	0.005	0.11	0.01	0.014	0.001	18.0	128.3	2.7
880	21.44	0.05	0.015	0.002	0.094	0.005	0.007	0.002	41.0	130.9	4.4
980	20.78	0.02	0.0188	0.0008	0.042	0.003	0.005	0.001	77.6	131.2	2.4
1065	23.36	0.01	0.0189	0.0008	0.073	0.005	0.009	0.001	90.4	139.9	1.7
1140	23.59	0.08	0.025	0.003	0.130	0.010	0.012	0.003	100.0	135.8	6.4
2224 флогопит (Интегральный возраст 128.2 \pm 2.6 млн лет; J=0.003572 \pm 0.000033)											
500	108.7	6.2	0.07	0.05	0.3	0.2	0.27	0.06	0.8	175.9	99.6
650	41.2	0.6	0.05	0.02	0.07	0.04	0.05	0.01	3.6	169.0	23.7
800	29.6	0.2	0.03	0.01	0.02	0.02	0.018	0.006	11.1	149.3	11.3
930	27.98	0.09	0.014	0.005	0.02	0.01	0.032	0.003	23.1	115.7	5.6
1040	24.26	0.07	0.025	0.003	0.055	0.007	0.017	0.003	50.2	120.2	5.0
1130	23.26	0.01	0.016	0.001	0.009	0.003	0.0084	0.0005	86.4	129.1	1.4
1180	25.6	0.1	0.013	0.004	0.02	0.01	0.016	0.005	100.0	129.6	9.4

Таблица 6. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород массива Ылымах.Ошибки указаны с интервалом $\pm 2\sigma$.

T, °C	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	Возраст млн.лет	±	Выде- ленный ^{39}Ar , %
2136 флогопит (J=0.003577±0.000034, интегральный возраст 135.3±2.1 млн. лет)											
500	65.3	3.1	0.09	0.07	0.1	0.1	0.15	0.05	122.3	84.6	0.8
650	30.3	0.2	0.031	0.005	0.06	0.01	0.044	0.005	107.5	9.6	8.7
750	27.89	0.07	0.018	0.002	0.032	0.009	0.020	0.002	136.0	4.5	24.5
850	25.49	0.05	0.019	0.001	0.013	0.006	0.014	0.002	132.0	3.6	46.7
940	25.87	0.02	0.021	0.002	0.008	0.005	0.009	0.001	144.1	1.9	69.5
1030	28.18	0.04	0.028	0.002	0.020	0.008	0.020	0.001	138.2	2.8	90.1
1130	30.8	0.1	0.021	0.003	0.003	0.003	0.029	0.005	138.9	8.3	100.0
2156 ПШ (J=0.003571±0.000033, интегральный возраст 130.1±3.4 млн. лет)											
500	136.9	9.7	0.15	0.08	0.4	0.1	0.42	0.08	83.4	128.2	1.2
610	44.7	0.4	0.039	0.009	0.03	0.01	0.077	0.009	135.4	15.6	8.6
720	33.0	0.1	0.023	0.002	0.010	0.003	0.042	0.003	127.8	5.9	34.4
820	28.9	0.1	0.018	0.004	0.034	0.008	0.026	0.004	131.3	7.2	53.8
920	30.3	0.1	0.024	0.003	0.02	0.02	0.032	0.004	129.8	7.2	65.8
1030	28.25	0.02	0.022	0.004	0.007	0.006	0.025	0.001	130.0	1.9	79.3
1140	27.5	0.1	0.0198	0.0005	0.013	0.006	0.020	0.004	133.0	6.7	100.0
2148 ПШ (J=0.003818±0.000038, интегральный возраст 131.4±2.3 млн. лет)											
500	84.2	1.6	0.11	0.02	0.23	0.07	0.21	0.02	155.7	34.9	1.5
600	38.8	0.3	0.031	0.004	0.08	0.02	0.051	0.007	156.7	12.3	6.4
700	23.74	0.06	0.023	0.003	0.006	0.006	0.014	0.003	129.6	5.3	16.8
800	22.67	0.06	0.018	0.002	0.016	0.008	0.010	0.002	130.1	4.8	32.0
900	21.05	0.02	0.018	0.001	0.007	0.004	0.004	0.001	131.1	2.4	61.8
975	21.59	0.06	0.007	0.003	0.03	0.01	0.005	0.003	133.7	5.5	79.1
1050	22.38	0.07	0.020	0.004	0.03	0.02	0.015	0.003	119.5	5.9	89.3
1130	22.6	0.1	0.018	0.001	0.007	0.006	0.011	0.005	128.9	9.5	100.0
2166 ПШ (J=0.004632±0.000056, интегральный возраст 132.4±1.8 млн. лет)											
500	129.8	4.6	0.13	0.05	0.2	0.1	0.35	0.04	0.5	206.5	78.6
600	33.42	0.02	0.014	0.004	0.02	0.01	0.0424	0.0005	4.7	166.6	2.2
700	24.85	0.09	0.022	0.003	0.001	0.001	0.024	0.004	11.4	142.3	8.7
800	21.05	0.02	0.016	0.002	0.010	0.004	0.0126	0.0007	25.9	139.3	2.3
880	19.85	0.02	0.021	0.001	0.005	0.002	0.0099	0.0006	43.4	136.2	2.1
960	19.78	0.02	0.0196	0.0007	0.005	0.003	0.0144	0.0008	65.1	125.4	2.4
1040	20.16	0.02	0.0201	0.0007	0.009	0.003	0.0161	0.0007	85.0	124.4	2.2
1130	20.63	0.02	0.0176	0.0008	0.006	0.001	0.0173	0.0005	100.0	125.2	1.9

Таблица 7. Содержания основных (в вес.%) и рассеянных элементов (в ppm) в породах Ыллымахского массива.

Образец	2136	2140	2142	2154	2144	2146	2134	2148
Порода	Фельдшпатоидный сиенит						Щелочной сиенит	
Группа	1	1	1	1	1	1	2	2
<i>содержания петрогенных элементов, в вес.%</i>								
SiO ₂	52,01	55,53	55,9	50,44	53,02	55,33	67,34	67,35
TiO ₂	0,98	0,53	0,65	0,98	0,96	0,67	0,16	0,19
Al ₂ O ₃	14,14	19,45	17,84	14,05	16,27	18,32	15,8	14,25
Fe ₂ O ₃	10,62	6,09	5,98	10,62	8,18	5,64	2,96	3,28
MnO	0,17	0,13	0,09	0,17	0,17	0,12	0,07	0,06
MgO	4,01	0,16	0,7	4,1	2,31	1,44	0,07	0,22
CaO	6,34	0,67	1,38	6,55	3,8	1,39	0,31	0,5
Na ₂ O	3,18	9,61	6,26	2,8	3,13	2,01	7,12	3,52
K ₂ O	7,29	6,4	9,47	7,57	8,58	11,8	5,11	9,17
P ₂ O ₅	0,82	0,02	0,1	0,83	0,45	0,26	0,02	0,04
BaO	0,43	0,02	0,17	0,42	0,65	0,66	0,03	0,02
SO ₃	0	0,12	0,22	0	0,11	0,1	0,04	0
ппп	0,22	0,52	0,5	0,93	1,7	1,56	0,23	1,55
Сумма	100,3	99,31	99,35	99,54	99,41	99,36	99,31	100,27
<i>содержания рассеянных элементов, в ppm</i>								
V	224,3	100,6	193,7	224,6	216,9	94,9	74,6	392,3
Cr	42,4	14,5	13,8	43,5	17,5	11,1	8,6	20,3
Co	27,8	2,8	5,2	25,3	17,3	9,6	1,2	1,6
Ni	23,3	4,7	5,3	18,8	5,5	7,7	28,6	8,6
Cu	109,7	21,8	37,0	98,8	38,0	23,7	15,9	17,3
Zn	96,1	92,0	51,2	40,7	126,5	108,5	68,0	36,3
Rb	151,6	249,6	125,6	137,5	163,1	254,0	129,8	152,7
Sr	1930,3	1122,5	1880,7	1874,8	2632,7	1555,8	66,3	117,4
Y	20,8	206,8	8,5	20,8	23,1	13,7	8,1	3,1
Zr	140,5	361,8	187,7	125,0	310,6	231,3	183,1	116,5
Nb	6,9	18,6	7,4	5,6	13,2	11,6	12,1	4,9
Mo	2,2	0,8	1,1	1,9	0,6	0,6	1,1	0,8
Cs	2,7	2,8	1,2	1,4	4,2	5,1	1,2	0,4
Ba	3607,9	155,7	1443,8	3484,8	5125,3	5269,2	265,7	164,4
La	39,2	402,6	25,0	39,6	43,0	25,9	22,9	12,7
Ce	74,0	695,8	42,7	74,0	70,8	43,6	30,8	16,7
Pr	9,5	73,9	5,1	10,1	8,2	5,1	2,6	1,3
Nd	38,7	243,5	18,6	38,0	31,1	19,3	6,9	3,6
Sm	7,7	43,6	3,1	7,3	5,4	3,6	1,1	0,5
Eu	2,1	13,6	0,9	1,9	1,5	1,0	0,4	0,1
Gd	6,7	42,0	2,6	7,4	5,0	3,2	1,0	0,5
Tb	0,9	7,0	0,4	0,9	0,8	0,5	0,2	0,1
Dy	4,9	43,2	2,0	4,7	4,8	3,0	1,2	0,4
Ho	0,9	9,1	0,4	0,9	1,0	0,6	0,3	0,1
Er	2,5	25,8	1,2	2,4	2,8	1,9	1,0	0,4
Tm	0,4	3,7	0,2	0,4	0,5	0,3	0,2	0,1
Yb	2,3	20,0	1,2	2,1	2,8	1,8	1,6	0,7
Lu	0,4	2,8	0,2	0,3	0,4	0,3	0,3	0,1
Hf	4,0	12,2	5,9	4,5	7,9	5,5	5,5	4,4
Ta	0,4	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,2
Pb	24,4	70,1	52,5	23,0	62,2	18,9	113,7	57,8
Th	5,3	54,0	4,2	4,0	14,0	6,9	12,8	6,4
U	1,6	12,1	1,6	1,2	3,2	2,4	4,1	2,5

Таблица 8. Геохронологические данные по магматическим событиям Центрально-Алданского района.

Массив	Порода	Минерал	Возраст, млн лет (метод)		
Рябиновый	Эгириновый сиенит	Флогопит	151.4±1.9 (Ar-Ar)	Гаськов и др., 2022	
	Пироксен-калишпатовый пегматит	Флогопит	144.8±1.5 (Ar-Ar)		
	Шонкинит	Флогопит	137.9±1.8 (Ar-Ar)		
	Лампрофир	Флогопит	128.6±1.3 (Ar-Ar)		
	Лампрофир	Флогопит	124.8±1.4 (Ar-Ar)		
	Щелочной сиенит	циркон	147.7±2.9 (Ar-Ar)	Шатов и др., 2012	
	Сиенит	циркон	133.4±1.5 (U-Pb)		
	Сиенит	циркон	132.9±2(U-Pb)		
	Сиенит	циркон	132±2(U-Pb)		
	Сиенит-порфир	циркон	133.4±5.2(U-Pb)		
	Брекчия	циркон	135.9±2.1(U-Pb)		
	Сиенит		143±4 (Rb-Sr)		
	Лампрофир		127±7 (Rb-Sr)		
	Щелочной сиенит	циркон	143±3 (U-Pb)		
	Сиенит-порфир	циркон	133±5 (U-Pb)		Шатова и др., 2017
	Лампрофир	циркон	141±2 (U-Pb)		
	Брекчия с лампроитовым цементом		136±2 (U-Pb)		
Инагли	Клинопироксениты	флогопит	145.8±3.2 (Ar-Ar)	Пономарчук и др., 2019а	
	Дунит	флогопит	136.5±4.1 (Ar-Ar)		
	Пегматит	амфибол	133.3±1.5 (Ar-Ar)		
	Щелочной сиенит	флогопит	133.2±2 (Ar-Ar)		
	Щелочной сиенит	амфибол	128.2±4.4 (Ar-Ar)		
	Шонкинит	флогопит	128.4±1.9 (Ar-Ar)		
	Монцонит-порфир	матрикс	130±2.1 (Ar-Ar)		
	Дунит	циркон	134±2 (U-Pb)	Ибрагимова и др., 2015	
	Дунит	циркон	122±2 (U-Pb)		
	Монцонит-порфир	циркон	133±1 (U-Pb)		
	Сиенит-порфир	циркон	130±1 (U-Pb)		
	Дунит	циркон	134±1.8 (U-Pb)	Округин и др., 2018	
	Пироксенит	циркон	123±2 (U-Pb)		
	Слюдяной пироксенит	циркон	126.9±1.2 (U-Pb)		
	Сиенит-порфир	циркон	128.3±1.5 (U-Pb)		
			изоферроплатина	127±6 (Pt-He)	Yakubovich et al., 2015
	Самолазовское	Сиенит-порфир	циркон	141.4±0.9 (U-Pb)	Гаськов и др., 2022
Сиенит-порфир		циркон	134.9±2.8 (U-Pb)		
Лампрофир		циркон	126± 2(U-Pb)		
Лампрофир		циркон	127.9±2.6 (U-Pb)		
Лебединное	Лампрофиры	флогопит	132.4±1.6	Гаськов и др., 2022	
	Псевдолейцитовые сиениты	циркон	135.9±1.9 (U-Pb)	Молчанов и др., 2013	
Лунное	Сиенит	амфибол	143.1±2 (Ar-Ar)	Гаськов и др., 2022	
Гора Рудная	Сиенит	циркон	132 ± 1 (U-Pb)	Гузев и др., 2021а	
	Сиенит	циркон	130 ± 1 (U-Pb)		
Ыллымах	Фельдшпатоидный сиенит	флогопит	142±2.1 (Ar-Ar)	Васюкова и др., 2020	
	Щелочной сиенит	Полевой шпат	131.5±2.2 (Ar-Ar)		
	Щелочной сиенит	Полевой шпат	130±2.1 (Ar-Ar)		
	Гранит	Полевой шпат	125±1.8 (Ar-Ar)		

Глава 4. Результаты исследования щелочных пород Тыркандинского рудного района.

4.1. Структурная характеристика Тыркандинского рудного района.

Джелтулинский щелочной массив расположен приблизительно в 200 км восточнее пос. Чульман (Нерюнгринский район), в верховьях р.р. Хангас и Унга-Дьолтулаах (притоки р. Алдан). Джелтулинская площадь ($57^{\circ} 48'—57^{\circ} 58'$ с.ш. и $128^{\circ} 15'—128^{\circ} 45'$) вместе с прилегающей Тыркандинской зоной тектонического меланжа (tr), маркирует зону раннепротерозойской аккреции – Учурского террейна (EUC) к Нимнырскому террейну (ANM) (Смелов и др., 2001) (рис. 17).

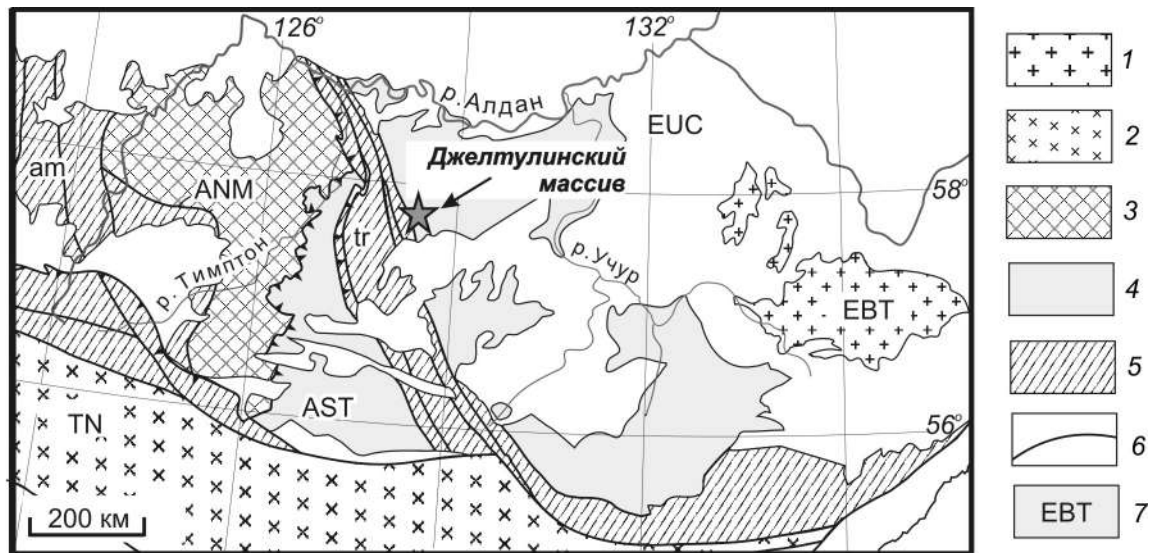


Рис. 17. Карта террейнов Восточной части Алдано-Станового щита. По (Смелов и др., 2001) с дополнениями. 1-4 - комплексы: 1 – гранит-зеленокаменные ($AR_2-PR_1?$); 2 – тоналит-тронджемито-гнейсовые (AR_2-PR_1); 3 – гранулит-ортогнейсовые (AR_2-PR_1); 4 – гранулит-парагнейсовые (AR_2-PR_1); 5 – зоны тектонического меланжа: am – амгинская, tr – тыркандинская; 6 – разломы; 7 – террейны: EVT – Батомгский, TN – Тындинский, ANM – Нимнырский, AST – Сутамский, EUC – Учурский.

Тыркандинская зона тектонического меланжа в плане имеет дугообразную форму и протягивается на 1650 км при ширине 50-200 км (рис. 18). В строении зоны участвуют тектонические пластины, образованные различными ассоциациями докембрийских пород. Пластины ограничены узкими зонами бластомилонитов, которые в субдолготной ветви насыщены телами докембрийских гранитоидов (Смелов и др., 2001). Внутри пластин установлено несколько этапов докембрийской складчатости: ранний

(связанный с надвигообразованием) - изоклиальная складчатость с падением крыльев складок в северо-восточном направлении и поздний (связанный со сдвиговыми движениями). Для образованных на позднем этапе бластомилонитовых зон установлены левосдвиговые перемещения. В целом, на поздних этапах эволюции, вплоть до современного времени, более существенную роль в развитии зоны играли сдвиговые смещения блоков, которые контролировали ее развитие (Мельников и др., 2015).

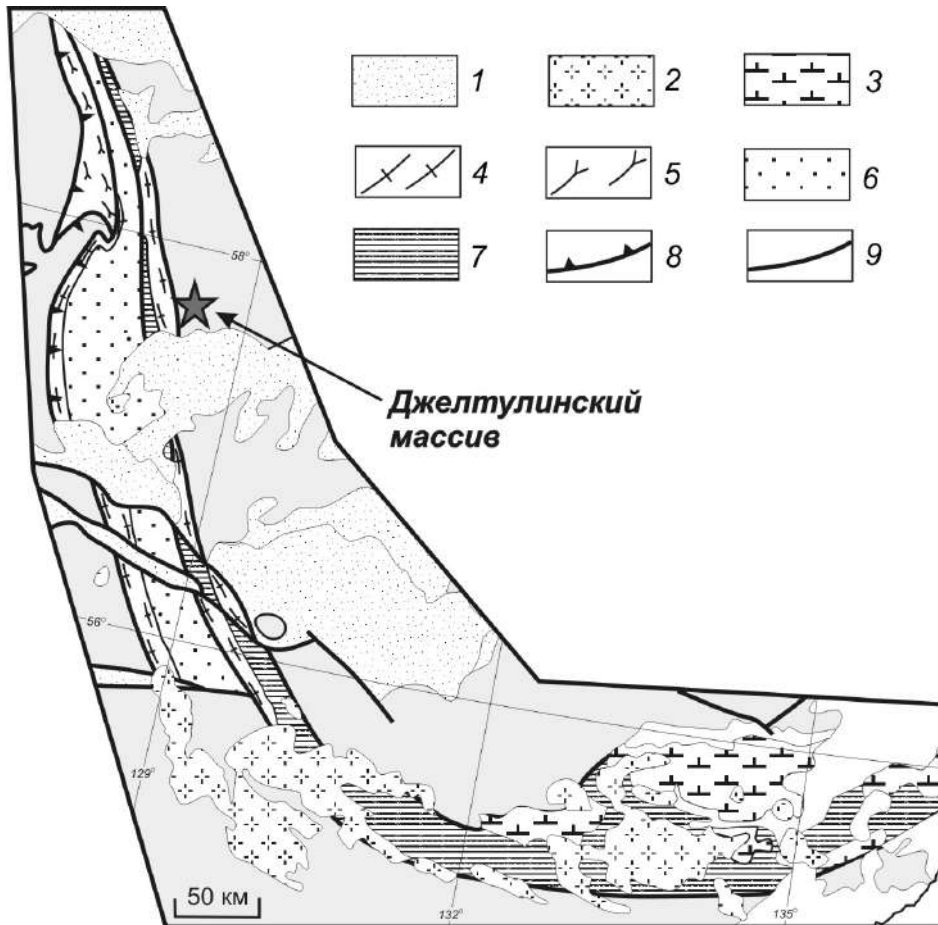


Рис. 18. Схематическая геологическая карта Тыркандинской зоны тектонического меланжа. По (Смелов и др., 2001) с дополнениями. 1 - чехол Сибирской платформы; 2 – мезозойские сиениты, сиенит-порфиры, граносиениты; 3 – раннепротерозойские анортозиты; 4-7 – раннепротерозойские гранулитопарагнейсовые образования: 4 – гнейсограниты; 5 – гиперстеновые, гиперстен-диопсидовые, гиперстен-диопсид-амфиболовые плагиогнейсы с прослоями и линзами двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев, известково-силикатных и диопсидовых пород (иджекская толща); 6 – гранат-биотитовые плагиогнейсы с прослоями известково-силикатных пород, кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов (холболохская) толща; 7 – биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, диопсидовые известково-силикатные породы, кальцифиры (кюриканская толща); 8 – надвиги; 9 – крутопадающие разломы.

На востоке Тыркандинской зоны тектонического меланжа обнажаются породы Учурского террейна (EUC, рис. 17). Его структурный план

определяется гранито-гнейсовыми куполами размером до 150 км в поперечнике. Ядра куполов образованы гранитогнейсами, чарнокитогнейсами и эндербитогнейсами. Мезозойская тектоно-магматическая активизация в пределах Тыркандинской зоны меланжа унаследовала докембрийские зоны разломов, и выразилась в формировании катаклазитов и псевдотахилитов. По форме будин в зонах разломов и смещениям геологических комплексов с псевдотахилитами установлены правосдвиговые перемещения. С формированием правых сдвигов связано возникновение дуплексов растяжения, хорошо проявленных в гравитационном поле и по наличию мезозойских щелочных магматических пород. Мезозойские магматиты широко представлены полями даек, штоками и крупным Желтулинским массивом центрального типа, сложенными породами монцонит-сиенитовой и щелочно-сиенитовой формаций разнообразного состава от диоритов до нефелиновых сиенитов с преобладанием щелочных сиенитов, монцонитов, кварцевых – и граносиенитов. Становление интрузий сопровождалось контактово-метасоматическими и гидротермально-метасоматическими процессами в виде ороговикования, хлоритизации, эпидотизации, серицитизации вмещающих пород и наложенным окварцеванием (Прокопьев и др., 2018). В щелочных сиенитах Желтулинского массива проявлены процессы щелочного метасоматоза: альбитизации, серицитизации, эгиринизации, выщелачивания и цеолитизации. Именно к ареалам мезозойских магматических пород тяготеют все известные в пределах района россыпи золота и проявления коренного золота.

4.2. Геологическое строение Желтулинского массива.

Желтулинский щелочной массив характеризуется в современном эрозионном срезе овальной формой, несколько вытянут в северо-западном направлении (рис. 19). Размеры интрузива составляют примерно 12x10 км. Обнаженность массива, за исключением долин водотоков,

удовлетворительна, но коренных обнажений мало: склоны гор покрыты сплошным глыбовым делювием.

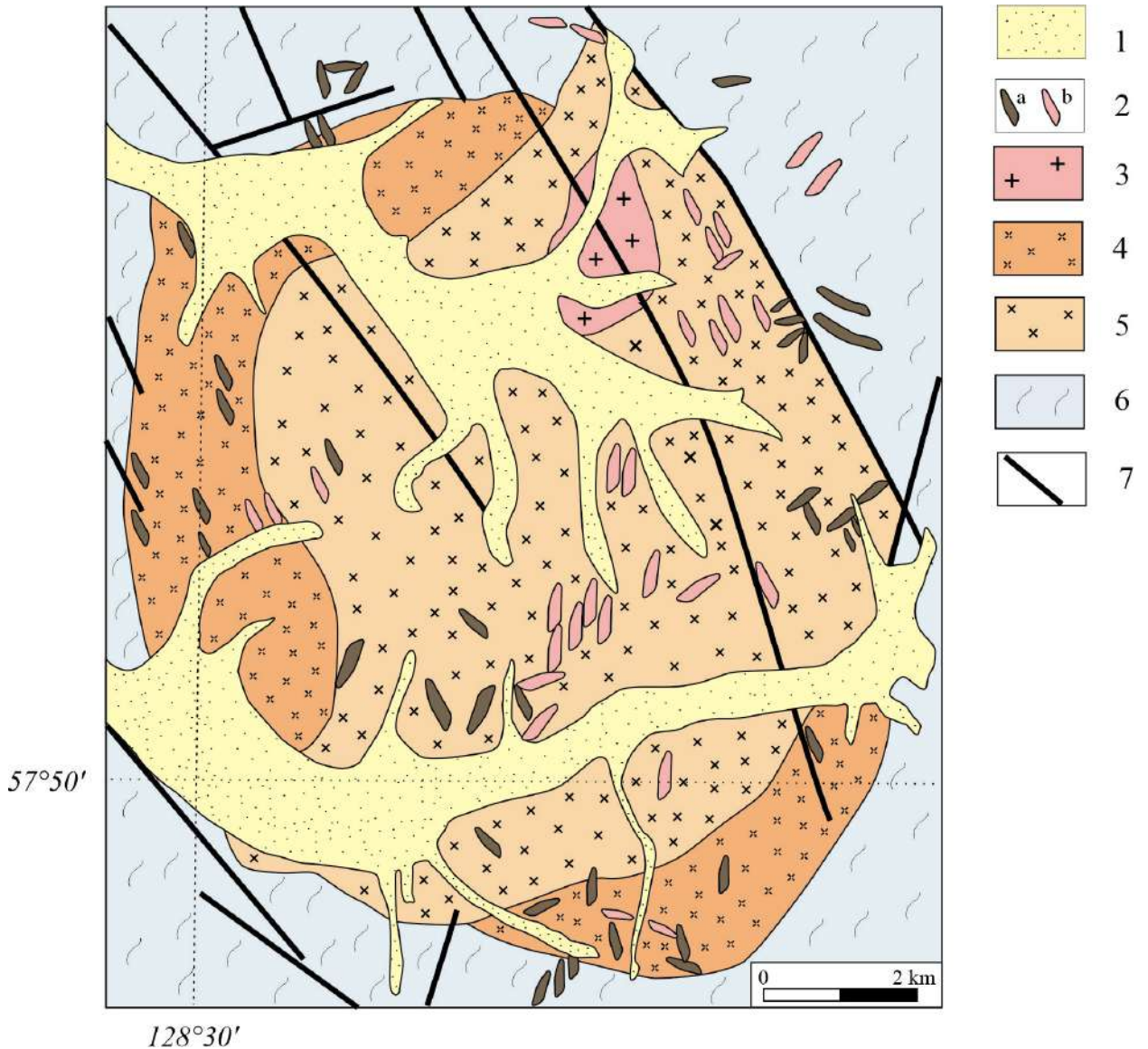


Рис. 19. Геологическое строение Желтулинского массива (по (Кравченко и др., 2014), с авторскими изменениями). 1 - Четвертичные отложения; 2 – Дайки щелочных сиенитов (a) и гранитов (b); 3 - Граниты; 4 - Монзониты и меланократовые щелочные сиениты; 5 – Лейкократовые щелочные сиениты; 6 – Гнейсы и сланцы (AR₂-PR₁); 7 – Разломы.

Желтулинский массив имеет концентрически-зональное строение и представляет собой многофазный кольцевой плутон, сложенный щелочными сиенитами и их экструзивными аналогами. Первое детальное изучение вещественного состава и геолого-структурного положения магматических образований массива (Кравченко и др., 2014) позволило авторам выделить

пять магматических фаз массива, различающихся по морфологии тел, щелочности и вариациям в минеральном составе пород.

Меланократовые щелочные сиениты слагают краевые участки Желтулинской интрузии и являются, вероятно, самой ранней фазой становления массива. Щелочные сиениты имеют выходы в западном, северо-западном и юго-восточном участках массива (рис. 19). Следующая фаза массива (вторая группа пород) представлена лейкократовыми щелочными сиенитами (рис. 19). Породы закартированы в центральной части массива и являются преобладающей его фазой. Контакт между двумя основными фазами массива резкий, секущий, нередко прослежен в зонах разломов и катаклаза пород.

Следующие фазы Желтулинского плутона представляют собой интродуцирующие массив штоки и дайковые тела. На северном участке массива присутствует шток гранитов (рис. 19), размер выхода тела в плане составляет приблизительно 1×3 км². Дайковая фаза массива представлена дайками щелочных сиенитов и монцонитов в краевых частях массива, преимущественно северо-западного простирания, и дайками гранитов в центральной части массива, преимущественно северо-восточного простирания (рис 19). Длина дайковых тел может достигать нескольких сотен метров, в то время как мощность чаще всего варьирует от 0.5 до 1 - 2 м (Прокопьев и др., 2018).

4.3. Петрографическая характеристика пород Желтулинского массива.

Монцониты и фойдитовые монцониты представляют собой породы массивного или порфирированного облика и тонкозернистой текстуры. Основная масса состоит из идиоморфных кристаллов полевого шпата (до 45%), клинопироксена (до 40%) и флогопита (до 10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, нефелином, гранатом, титанитом, а также сульфидами. Вкрапленники, в основном, представлены зернами калиевого полевого шпата (размером до 5 мм), реже клинопироксена и флогопита (рис.

20b). Иногда встречаются агрегаты флогопита (рис. 20c). Во вкрапленниках клинопироксена отмечаются включения зерен зонального апатита (рис. 20e), а также сростки с амфиболом и биотитом (рис. 20d).

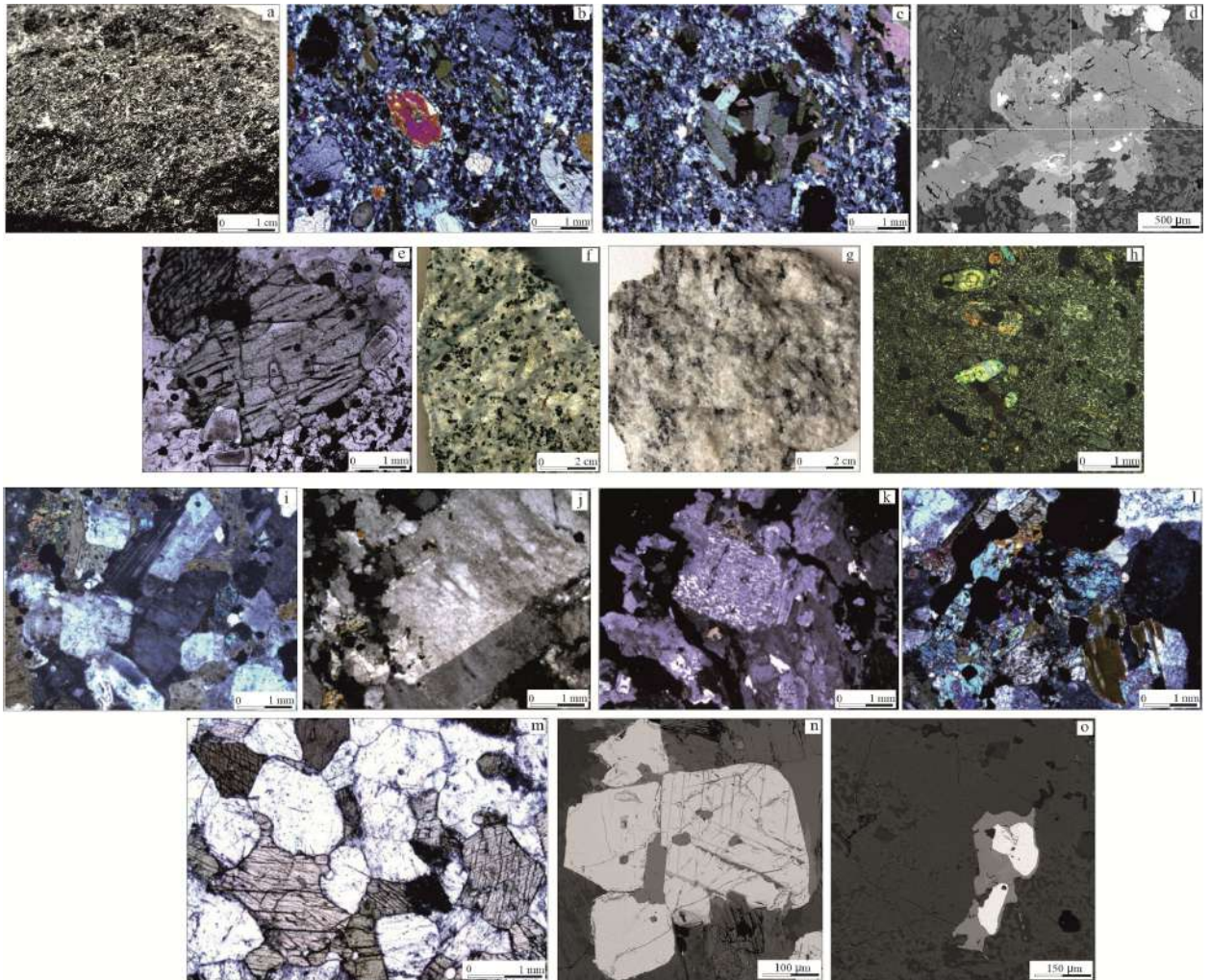


Рис. 20. Фотографии шлифов и образцов Желтулинского массива. а, b – монцониты; с – флогопитовый агрегат в основной массе монцонитов; d – сростки клинопироксена, амфибола и биотита в монцонитах; e – включения зонального апатита в клинопироксене; меланократовый (f, i), лейкократовый (g) и дайки (h) щелочных сиенитов; j – вкрапленники полевого шпата в основной массе щелочного сиенита; k – мезопертиты полевого шпата в щелочном сиените; l – амфибол-биотитовый агрегат в щелочном сиените; m – амфибол между идиоморфными кристаллами полевого шпата; n – развитие прожилок ильменита в магнетите; o – развитие титанита по краям зерна магнетита.

Лейкократовые и меланократовые щелочные сиениты, а также дайки щелочных сиенитов характеризуются массивным или порфировидным обликом со средне- или тонкозернистой основной массой (рис. 20 а, f, g). Вкрапленники лейкократовых щелочных сиенитов, в основном, представлены зернами калиевого полевого шпата, размерами 5-50 мм (рис. 20 i), иногда встречаются небольшие кристаллы клинопироксена и апатита.

Основная масса состоит из идиоморфного полевого шпата (50-80%), клинопироксена (10-30%), биотита (5-7%) и амфибола (до 3%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, титанитом, ильменитом, апатитом, цирконом и пирротинном. Щелочные сиениты частично были подвергнуты интенсивной гидротермальной проработке с образованием кварц-хлорит-эпитод-карбонатных агрегатов. Клинопироксен, являющийся ранним минералом, характеризуется наличием включений апатита, магнетита и пирротина. Клинопироксен обрастает амфибол-биотитовыми агрегатами (рис. 20 l). Амфибол и биотит заполняет интерстиции между идиоморфными зёрнами полевых шпатов (рис. 20 m). Апатит, в виде небольших зональных кристаллов, отмечен в клинопироксене и магнетите. Магнетит всегда присутствует с примесью ильменита (рис. 20 n). Минералы-оксиды железа и титана оторочены поздним титанитом (рис. 20 o). Так же титанит встречается в виде обособленных идиоморфных зональных кристаллов, иногда замещаемых эпидотом по краям и микротрещинам.

Граниты представлены массивными средне- и тонкозернистыми породами. Основными минералами являются идиоморфные плагиоклаз и полевой шпат (65-75%), кварц заполняет интерстиции (15-25%). Второстепенные минералы представлены биотитом, титанитом, магнетитом.

4.4. Петролого-геохимическая характеристика пород Джелтулинского массива.

Все исследуемые породы обогащены K_2O и Na_2O и относятся от шошонитовой к ультракалиевой сериям (рис. 21) (Doroshkevich et al., 2020). Используя индекс насыщения пород алюминием ($Al/(Ca + Na + K)$), для исследуемых образцов лежащий в диапазоне 0.6 – 1.05, породы можно отнести к умереноглиноземистым и высокоглиноземистым разновидностям (рис 21). По известково-щелочному индексу ($Na_2O + K_2O - CaO$ vs. SiO_2) монцониты и щелочные сиениты Джелтулинского массива относятся к щелочной серии (Doroshkevich et al., 2020). Подобные характеристики

типичны для сиенитов, связанных с внутриплитным магматизмом (Maniar and Piccoli, 1989; Frost and Frost, 2008). Граниты являются высокоглиноземистыми, и относятся к гранитам А-типа (Pearce et al., 1984).

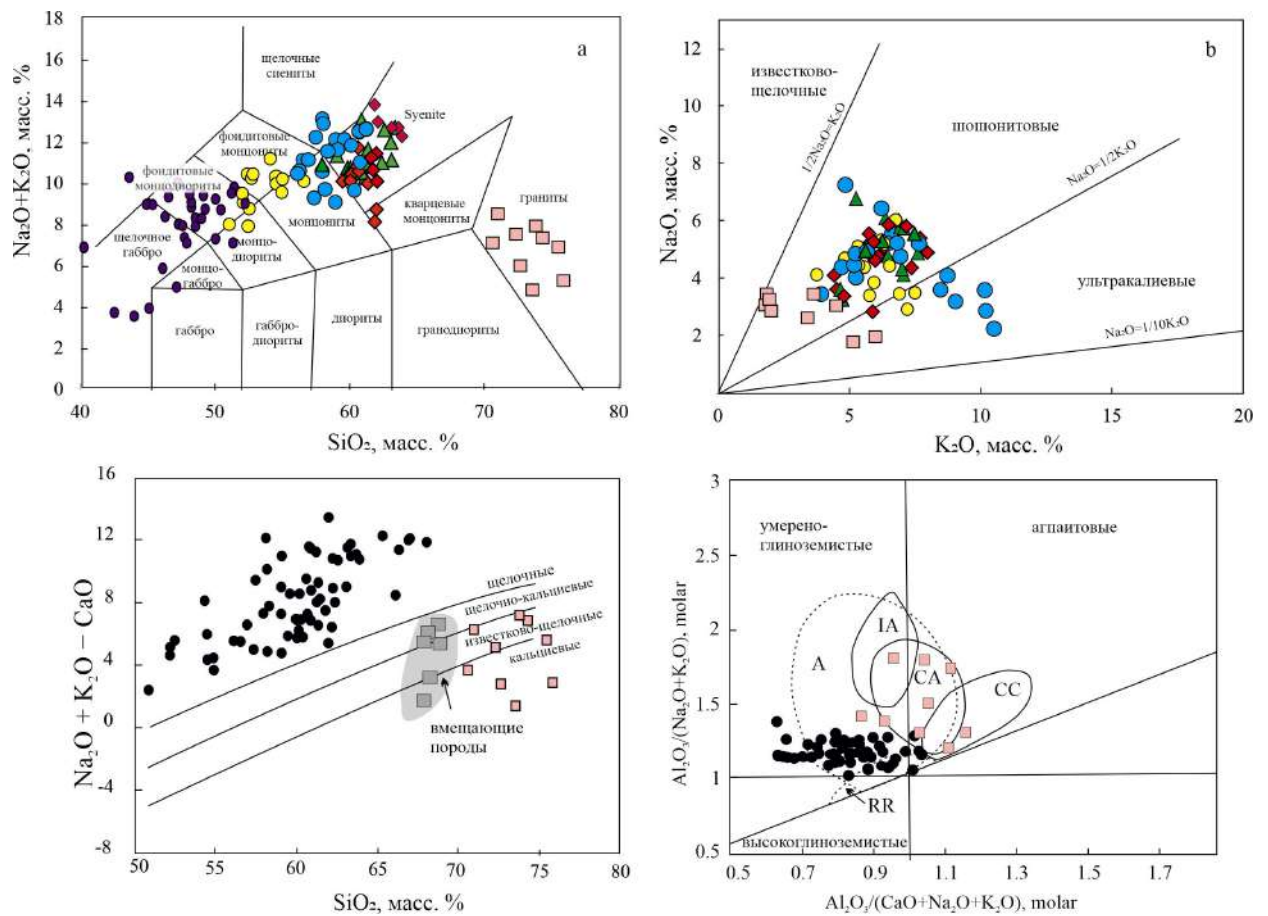


Рис. 21. Петрохимические характеристики пород Желтулинского массива (Doroshkevich et al., 2020). Красные ромбы – лейкократовые щелочные сиениты; голубые круги – меланократовые щелочные сиениты; зеленые треугольником – дайки щелочных сиенитов; желтые круги – монзониты; розовые квадраты – граниты; фиолетовые и черные круги – лампроиты Алдано-Станового щита (Davies et al., 2006).

В щелочных сиенитах и монзонитах содержание кремнезема отрицательно коррелирует с содержанием TiO_2 , MgO , CaO , FeO_t , P_2O_5 и положительно - с Al_2O_3 и $K_2O + Na_2O$. Граниты демонстрируют отличающуюся корреляцию по сравнению с другими породами массива, например по Ca , Al , Fe (рис. 22). Монзониты характеризуются наибольшей магниальностью ($Mg\#$ - 36-59), содержаниями Ni и Cr (100 и 190 ppm, соответственно) по сравнению с щелочными сиенитами. Магниальность щелочных сиенитов составляет 5-48, а содержание Ni и Cr – 50 и 90 ppm, соответственно (Doroshkevich et al., 2020).

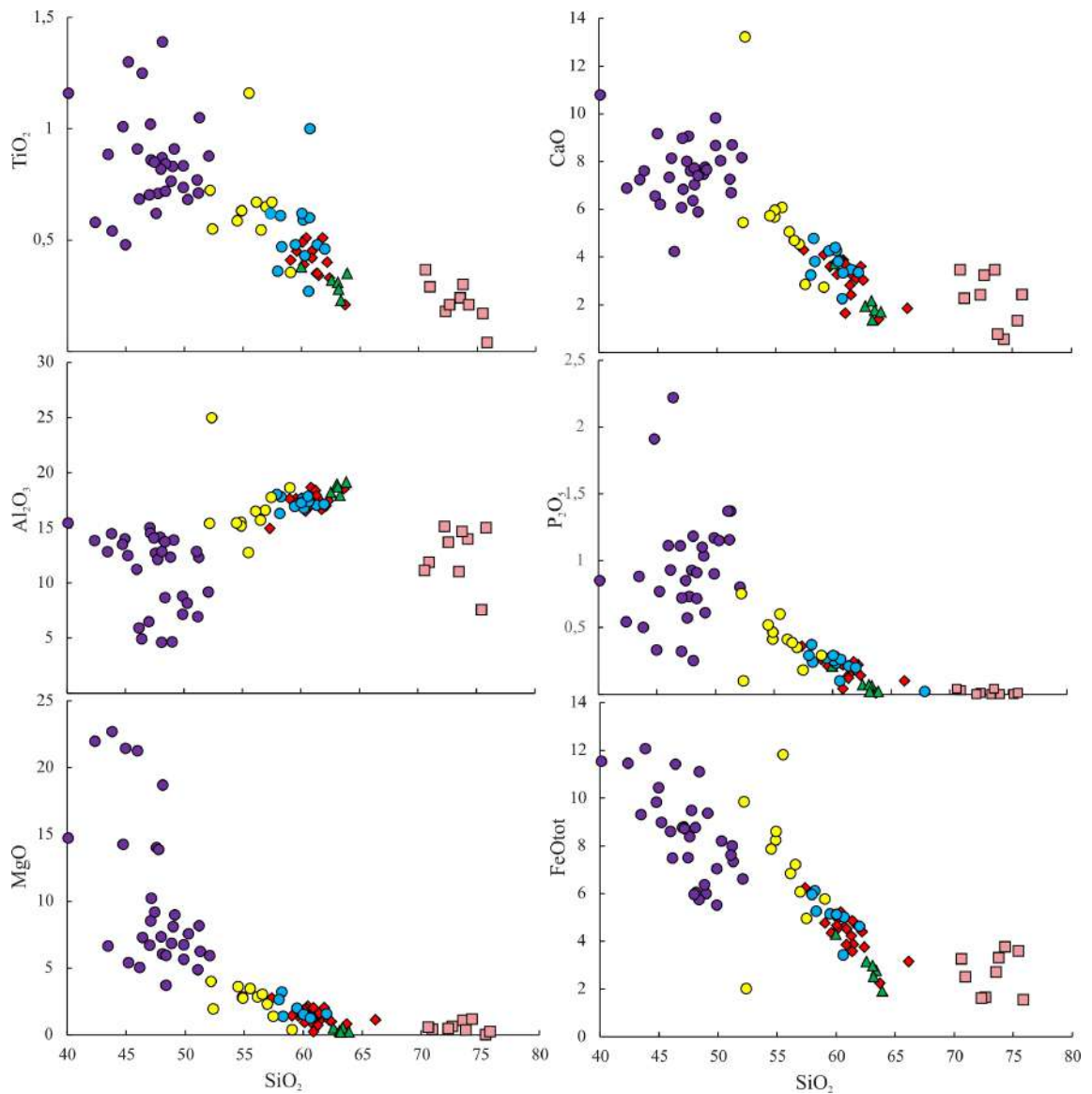


Рис. 22. Вариационные диаграммы Харкера для пород Желтулинского массива. Условные обозначения пород: Красные ромбы – лейкократовые щелочные сиениты; голубые круги – меланократовые щелочные сиениты; зеленые треугольником – дайки щелочных сиенитов; желтые круги – монзониты; розовые квадраты – граниты; фиолетовые круги – лампроиты Алдано-Станового щита (Davies et al., 2006).

На диаграммах распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, для монзонитов и щелочных сиенитов характерно обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых (рис. 23, табл. 9). $(La/Yb)_N$ отношения варьируют от 9 до 13. Eu аномалия отсутствует или слегка отрицательна (0.7-1.0) (рис. 23). Содержание редких земель в меланократовых щелочных сиенитах ниже, чем в лейкократовых щелочных сиенитах и щелочных сиенитах из даек, а вариативность выше

(Doroshkevich et al., 2020). Спектры содержания редких земель в гранитах значительно отличаются от остальных пород массива: фиксируются более высокие содержания РЗЭ и выраженная отрицательная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 0.5$) (рис. 23).

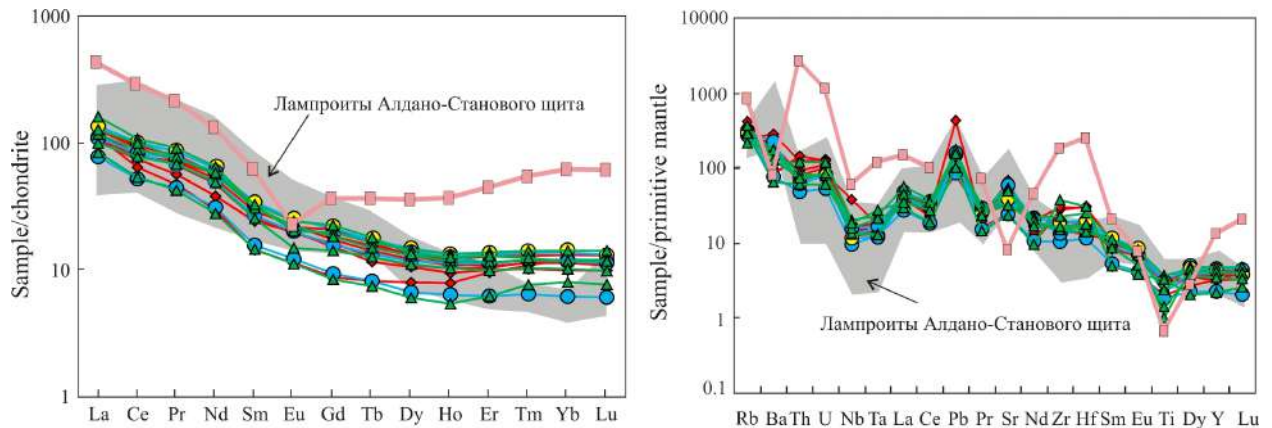


Рис. 23. Содержания редкоземельных и редких элементов, нормированных к хондриту и примитивной мантии в породах Желтулинского массива (Doroshkevich et al., 2020). Данные по хондриту и примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989), данные по лампроитам Алдано-Станового щита (Davies et al., 2006). Красные ромбы – лейкократовые щелочные сиениты; голубые круги – меланократовые щелочные сиениты; зеленые треугольником – дайки щелочных сиенитов; желтые круги – фойдитовые монзониты; розовые квадраты – граниты.

Графики содержания редких элементов, нормированные к примитивной мантии, в щелочных сиенитах и фойдитовых монзонитах демонстрируют обогащение крупноионными литофильными элементами и РЗЭ по отношению к Nb, Ta и Ti, также отмечается положительная аномалия содержаний Pb и Sr относительно соседних элементов (рис. 23). Спектры содержания редких элементов в гранитах отличаются более низкими Ti, Sr и высокими Rb, Zr, Hf, Nb, Ta, Th и U (Doroshkevich et al., 2020).

4.5. Изотопная характеристика (Sr, Nd, Pb) пород Желтулинского массива.

Монозониты и щелочные сиениты Желтулинского массива характеризуются широкими вариациями первичных изотопных отношений Sr и Nd (табл. 13), относительно нерадиоогенным Nd ($\epsilon Nd(T)$ от -11.3 до -13) и умеренно радиоогенным Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr_1 = 0.7057-0.7065$) (Doroshkevich et al., 2020). Рассчитанные T(DM) составили 1.7-1.8 млрд лет. Полученные

значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ и $\epsilon\text{Nd}(t)$ для пород Желтулинского массива ложатся в поле значений, характерных для позднемезозойских щелочных пород Алдано-Станового щита (рис. 24). Граниты, в отличие от монцонитов и щелочных сиенитов, характеризуются более радиогенным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$, при тех же значениях $\epsilon\text{Nd}(t)$ (рис 24, табл. 13).

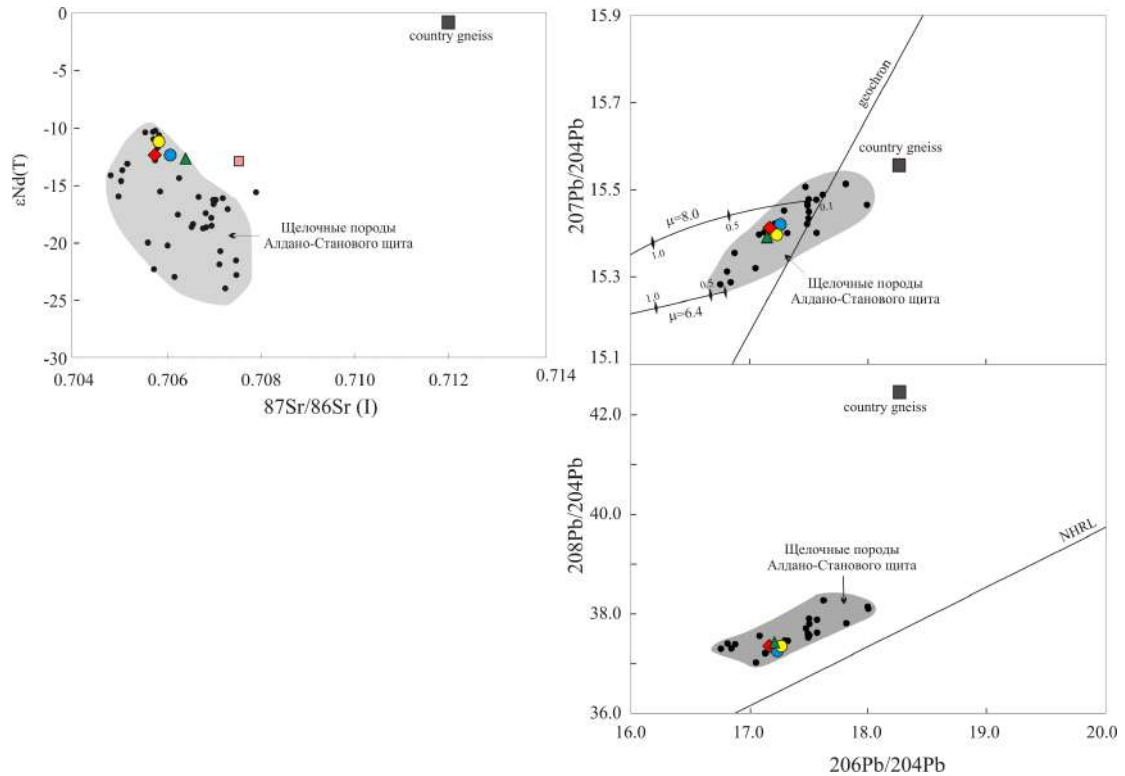


Рис. 24. Данные по изотопному составу Sr–Nd–Pb пород Желтулинского массива (Mitchell et al., 1994; Bogatikov et al., 1994; Vladykin et al., 2005; Davies et al., 2006; Васюкова и др., 2020). Модель по двухстадийной эволюции Pb–Pb согласно (Davies et al., 2006), NHRL согласно (Hart, 1984)

Значения изотопных составов свинца попадают в область слева от геохроны в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Значения формируют узкий диапазон, соответствующий мезозойским лампроитам и щелочным породам Алдано-Станового щита (табл. 12). Данные по изотопному составу свинца для вмещающих гнейсов значительно отличаются от значений для магматических пород массива Желтула (рис. 24).

4.6. Рудоносность Желтулинской площади.

По результатам минералого-геохимических исследований в пределах Джелтулинского массива установлено два типа рудной минерализации: золоторудная (Au) и уран-торий-редкоземельная (U-Th-REE) (рис. 25).

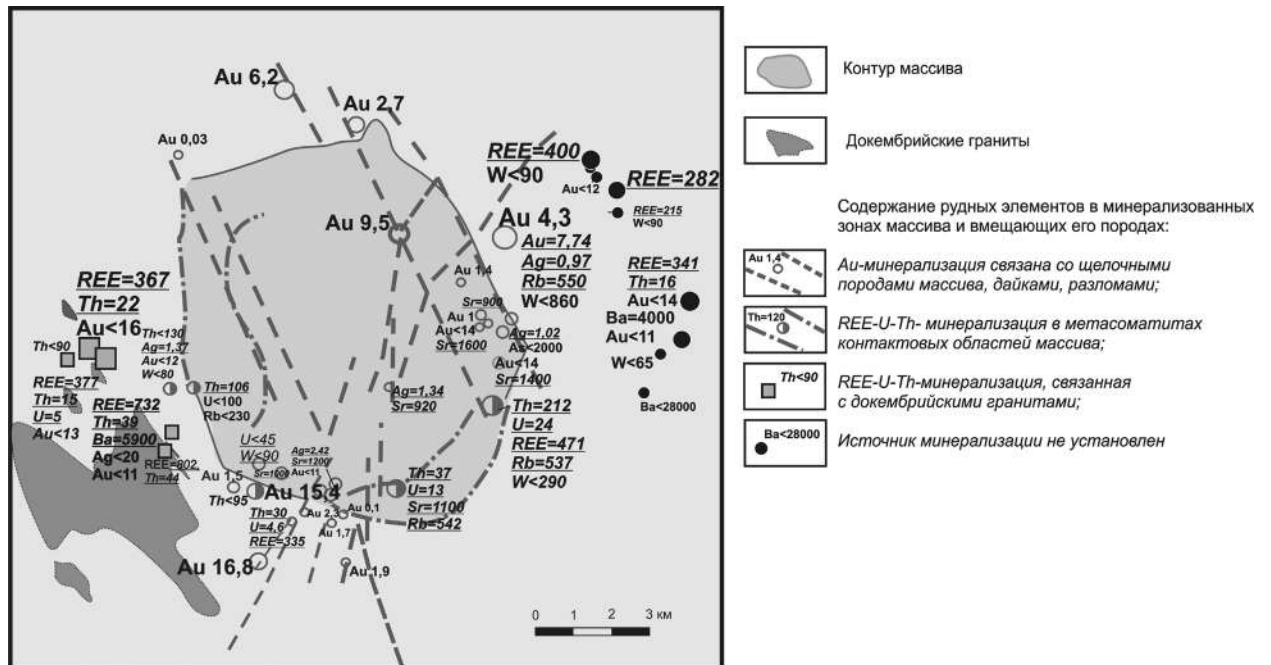


Рис. 25. Схема размещения точек отбора проб с проявлениями рудной минерализации на площади Джелтулинского массива и его обрамления (по данным атомно-абсорбционного, ICP-MS и РФА анализов с использованием фондовых материалов ГУГПП РС (Я) «Якутскгеология»).

Первый тип минерализации – золоторудный – установлен в метасоматически преобразованных сиенитах центральных и приконтактных участков Джелтулинского массива. По результатам геохимических исследований повышенные содержания золота до 7.74 – 9.5 г/т определены в штуфных пробах окварцованных, хлоритизированных и пиритизированных метасоматитов по сиенит-порфирам, локализованных в разломных зонах ССВ и ССЗ простираний. Необходимо отметить пространственную приуроченность дайковых тел к этим разломным зонам. Минеральная фаза золота не была установлена в минераграфических аншлифах метасоматитов оптически и на сканирующем электронном микроскопе, однако шлиховое опробование притоков р. Хангах-Дьолтулаах, с истоками в центре массива (рис. 19), определило редкие знаки уплощенного, проволочкообразного

самородного золота (рис. 26а). Пробность золотин составляет 630-660‰ (примесь Ag), золото по составу однородно.

Шлиховое опробование р. Хангас-Дьолтулаах, пересекающей массив с запада на восток, установило присутствие редких знаков видимого самородного золота, окатанной, шаровидной формы (рис. 26б). Пробность таких золотин составляет 650-680‰ (примесь Ag). В знаках также присутствует тонкая кайма высокопробного золота (рис. 26в), что указывает на его гипергенное преобразование (Петровская, 1937).

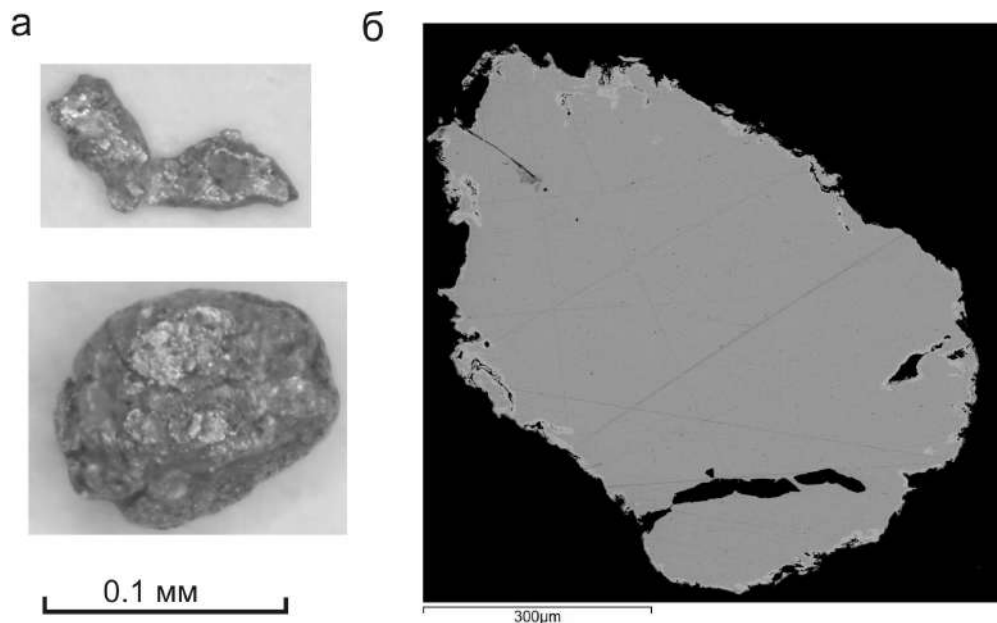


Рис. 26 Морфология шлихового золота из проб, отобранных в пределах Желтулинского массива: (а) – фотография уплощенного знака золота притока р. Хангас-Дьолтулаах, (б) - фотография окатанного шаровидного знака золота из р. Хангас-Дьолтулаах и его фотография (в) на сканирующем электронном микроскопе.

Второй тип рудной минерализации представлен пирит-кварц-полевошпатовыми метасоматитами, в которых установлена уран-торий-редкоземельная минерализация (рис. 25). Содержание рудных компонентов в метасоматитах по данным ICP-MS анализа составляют: Σ REE - 400-800 г/т, Th - 21-212 г/т, U - 1.1-24 г/т (табл. 11). На схеме рудоносности Желтулинского массива (рис. 25) повышенные концентрации рудных полезных компонентов по данным РФА анализа вынесены со значками «<>» перед содержанием элемента. Микрорентгеноспектральный анализ позволил установить Th и REE-содержащие минеральные фазы в рудном парагенезисе

пирит-кварц-полевошпатовых метасоматитов: торит, торий-содержащие монацит и ксенотим (Прокопьев и др., 2018). Рудные минералы представляют собой микропрожилки и рассеянную вкрапленность в метасоматитах. Трудно оценить масштаб и морфологию рудных тел золотоносных и редкоземельных метасоматитов в зонах дробления и экзоконтактовых участках массива. Оруденение представляет собой отдельные точки минерализации в пределах рудных зон и локальных участков, которые требуют детальных исследований.

По результатам изучения металлоносности Желтулинской рудной площади установлена уран-торий-редкоземельная минерализация в скиалитах кристаллических сланцев в гранитоидах докембрийского возраста, а также Ва-W-REE минерализация в докембрийских гранитах вдали контакта с массивом.

4.7. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород Желтулинского массива.

Для определения возрастного диапазона становления массива были проведены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализы мономинеральных фракций биотитов и полевых шпатов для различных магматических фаз и рудных метасоматитов.

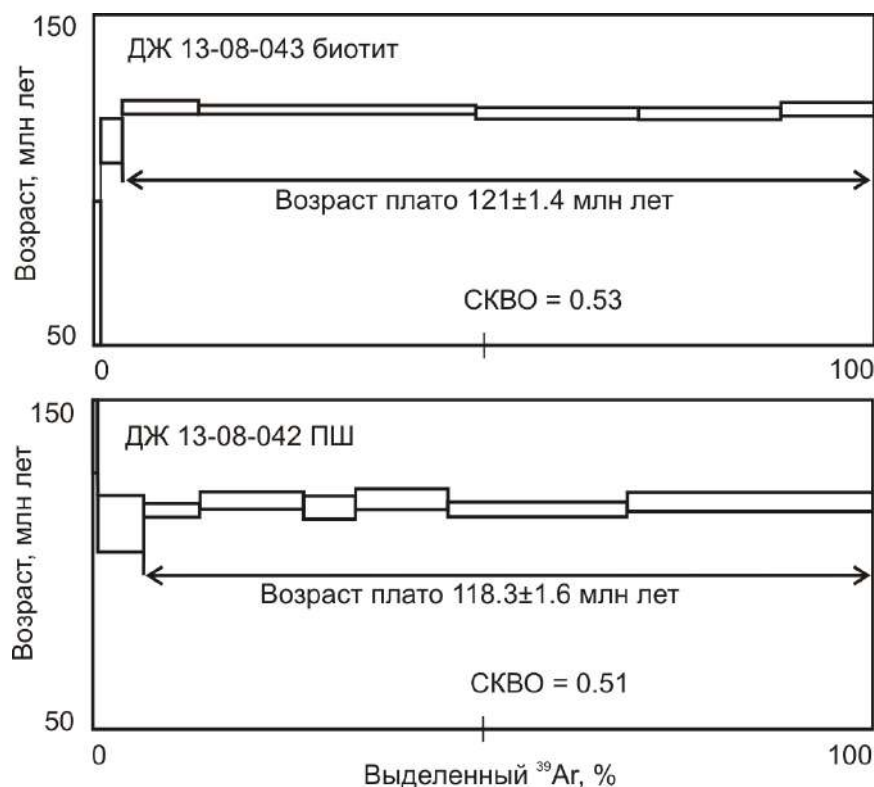


Рис. 27. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород Желтулинского массива: биотита из образца лейкократового щелочного сиенита ДЖ 13-08-043 и полевого шпата из образца дайки щелочного сиенита ДЖ 13-08-042.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр биотита из лейкократового щелочного сиенита (Обр. ДЖ 13-08-43, рис. 27, табл. 15) состоит из семи ступеней. Пять ступеней образуют возрастное плато, характеризующееся долей ^{39}Ar в 95% от выделенного в ходе эксперимента. Средневзвешенный возраст ступеней возрастного плато определяет узкий временной интервал образования минерала – 121 ± 1.4 млн лет (Прокопьев и др., 2018).

Щелочной сиенит из дайкового комплекса Желтулинского массива (Обр. ДЖ 13-08-42, рис. 27, табл. 15) был продатирован по полевоому шпату. Шесть ступеней объединяются в возрастное плато и определяют средневзвешенный возраст исследуемого образца величиной 118.3 ± 1.6 млн лет. Количество выделенного ^{39}Ar в рамках возрастного плато соответствует 95% от общего объема ^{39}Ar , выделившегося из образца в ходе эксперимента (Прокопьев и др., 2018).

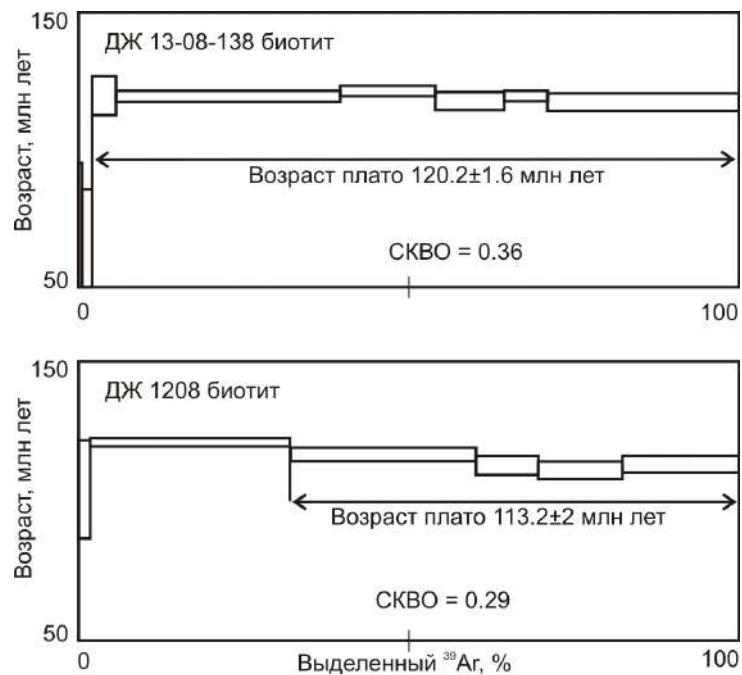


Рис. 28. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород Желтулинского массива: биотита из образца дайки щелочного сиенита ДЖ 13-08-138; биотита из фондитового монцонита ДЖ 1208.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр биотита из дайки щелочного сиенита (Обр. ДЖ 13-08-138, рис. 28, табл. 15) состоит из восьми ступеней. Шесть последних ступеней формируют плато с 90 % выделенного ^{39}Ar . Согласно этому плато, средневзвешенный возраст образования биотита равен 120.2 ± 1.6 млн лет и может быть принят за время формирования образца (Прокопьев и др., 2018).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр биотита из фойдитового монцонита (Обр. ДЖ 1208, рис. 28, табл. 15) состоит из шести ступеней. Четыре последние ступени могут быть объединены в возрастное плато с 70 % выделенного ^{39}Ar . Средневзвешенный возраст образования биотита равен 113.2 ± 2 млн лет, и соответствует возрасту кристаллизации породы (Прокопьев и др., 2018).

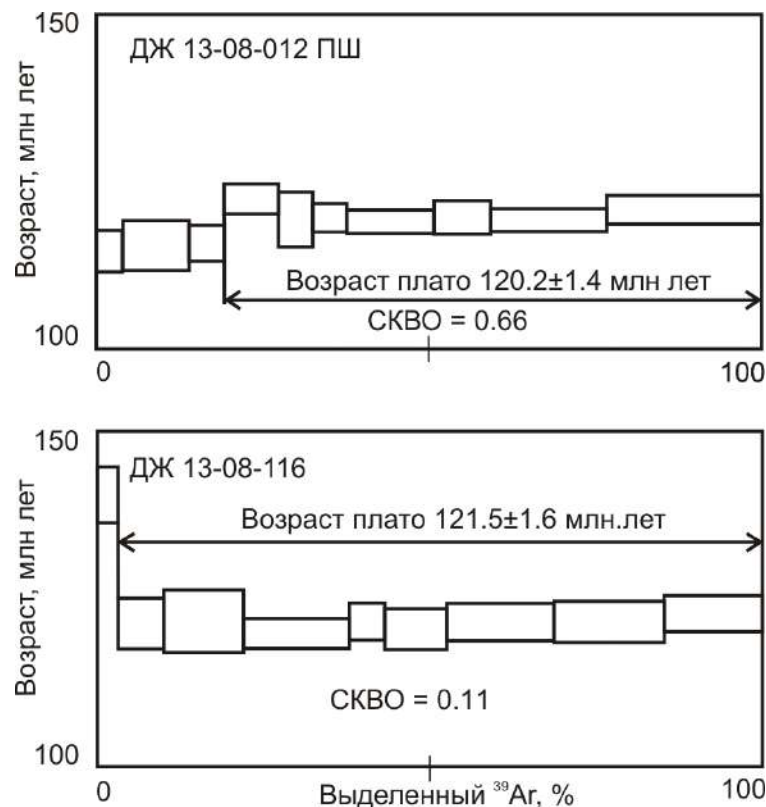


Рис. 29. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород Желтулинского массива: полевого шпата из образца меланократового щелочного сиенита ДЖ 13-08-012 и валовой пробы рудного метасоматита ДЖ 13-08-116.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр полевого шпата образца меланократового щелочного сиенита (ДЖ 13-08-012) состоит из десяти ступеней (рис. 29, табл. 15). Семь ступеней образуют возрастное плато. Средневзвешенный возраст

плато отвечает значению 120.2 ± 1.4 млн лет. Плато включает около 75% выделенного ^{39}Ar (Пономарчук и др., 2020).

Валовая проба рудного метасоматита полевошпат-пиритового состава ДЖ 13-08-116 имеет $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр из девяти ступеней (рис. 29, табл. 15). Все ступени, кроме первой, могут быть включены в возрастное плато со средневзвешенным возрастом 121.5 ± 1.6 млн лет с содержанием ^{39}Ar более 90% от общего количества (Пономарчук и др., 2020).

4.8. Обсуждение результатов исследования Желтулинского массива.

Время формирования. Полученные данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования магматических фаз Желтулинского щелочного массива указывают на то, что в пределах Тыркандинской рудной зоны (как и для Кет-Капского рудного района) проявился только завершающий раннемеловой этап мезозойской тектоно-магматической активности. Мезозойский щелочной магматизм для Желтулинского массива укладывается в интервал 122 - 113 млн лет, что тоже объединяет этот объект с Кеткапско-Юнской магматической провинцией (Полин и др., 2012). Полученное время формирования лейкократовых и меланократовых щелочных сиенитов отвечает к интервалу 122 - 118 млн лет. Более поздние данные U-Pb (SHRIMP-II) датирования по циркону из этих пород лежат в интервале 119 - 115 млн лет (Гузев и др., 2021б), что, с учетом ошибок близко к результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования. Полученный возраст дайкового комплекса Желтулинского массива тяготеет к диапазону 122 - 116 млн лет. U-Pb (SHRIMP-II) датирование двух образцов сиенит-порфиров по циркону определяет их средневзвешенные возрасты как 119 ± 1 млн лет и 117 ± 1 млн лет (Гузев и др., 2021б). Возраст цирконов лейкократовых порфировидных сиенитов составляет 117 ± 1 млн лет, а бадделеит из этих пород показывает несколько более древнее, по сравнению с цирконом, значение U-Pb возраста - 124 ± 2 млн лет (Гузев и др., 2021б). U-Pb возраст трахитов определен как 118 ± 2 млн лет (Гузев и др., 2021б). С учетом геохимических и геохронологических данных можно предположить,

что фойдитовые монцониты возрастом 113.2 ± 2 млн лет (обр ДЖ 1208, рис 28) маркируют следующий цикл поступления расплавов – обладая более примитивными составами, чем лейкократовые щелочные сиениты и дайки щелочных сиенитов, но их внедрение происходит позже. Ранее опубликованные данные, на основе Rb-Sr датирования, определяли интервал становления массива 138 - 109 млн лет, с четко прослеживаемой последовательностью фаз: лейкократовые и меланократовые сиениты – сиенит-порфиры – щелочные эффузивы (Кравченко и др., 2014). Но более поздние $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датировки подтверждают это предположение лишь частично.

Полученный в результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования валовой пробы рудного метасоматита возраст золотого оруденения (121.5 ± 1.6 млн лет) тяготеет к ранним фазам массива – лейкократовым и меланократовым сиенитам. Этот возраст близок к возрасту золоторудной калишпат-кварцевой жилы с рудопроявления Виктория Кеткапского ареала мезозойского магматизма – 123.6 ± 1.2 млн лет (Полин и др., 2022).

Петрогенезис и источники вещества. В пределах Джелтулинского массива отсутствуют исходные щелочные ультраосновные и/или основные породы, типичные для многих массивов Алдано-Станового щита (Мурунский, Билибинский, Рябиновый, Ыллымах и др.). Низкие содержания Mg, Ni и Cr в фойдитовых монцонитах, вероятно, объясняются ранней кристаллизацией оливина и пироксена, однако в целом, фойдитовые монцониты являются продуктом менее дифференцированной магмы, чем щелочные сиениты (Doroshkevich et al., 2020). Спектры распределения редкоземельных элементов пород массива Джелтула не обнаруживают отрицательной Eu аномалии, что вместе с обогащением Ba и Sr (рис. 23), позволяет констатировать отсутствие значительного фракционирования плагиоклаза. Мезозойские лампроиты широко распространены во многих районах Алдано-Станового щита и находятся в пространственной, временной и часто генетической связи с щелочно-сиенитовыми комплексами (н-р:

Рябиновый и Верхнеамгинский массивы). Графики распределения редких элементов и РЗЭ и изотопные характеристики пород Желтулинского массива близки к таковым для лампроитов Алдано-Станового щита (рис. 23; Davies et al., 2006), это позволяет предположить, что первоначальная магма для щелочных пород могла быть лампроитового состава.

Поведение основных и редких элементов в фойдитовых монцонитах и щелочных сиенитах Желтулинского массива свидетельствует в пользу образования пород в результате процесса кристаллизационной дифференциации из единой родительской магмы (рис. 22, 23). В результате кристаллизации происходит увеличение щелочности, алюминия, кремнезема и снижение Ca, Mg, Ti и P в остаточной кристаллизующейся магме. Ранними кристаллизующимися фазами являются клинопироксен + апатит + флогопит, с последующей кристаллизацией калиевого полевого шпата и формированием монцонитов, а затем - щелочных сиенитов (Doroshkevich et al., 2020). Присутствие кварц-нормативных субщелочных сиенитов и гранитов можно объяснить коровой контаминацией, что подтверждается увеличением начальных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений и уменьшением $\epsilon\text{Nd}(T)$ значений (табл. 13, рис. 24). Для обоснования этого утверждения было проведено моделирование взаимодействия двух крайних членов – лампроитов и вмещающих гнейсов (по Spera, Bohrsen, 2001). Для лампроитов был выбран усредненный состав из опубликованных данных, с $\epsilon\text{Nd}(121\text{ Ma})$ (- 10.25) (табл. 14) (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006). Диаграммы зависимости ϵNd от Nb, Nd, Zr и SiO_2 представлены на рис. 30. Модельные кривые ассимиляции-фракционной кристаллизации (AFC) и фракционной кристаллизации-ассимиляции (FCA) показывают возможность образования пород, близких по вещественному и изотопному составу к породам массива Желтула (Doroshkevich et al., 2020). На первом шаге (1) происходит кристаллизация фойдитовых монцонитов из лампроитовой магмы, далее при

добавлении 10-20% ассимилированного вещества происходит эволюция расплава к меланократовым сиенитам (2). Некоторое несоответствие трендам лейкократовых сиенитов (рис. 30) может объясняться ассимиляцией неоднородного вещества или фракционированием уже контаминированного расплава (Doroshkevich et al., 2020). Значительные различия в геохимических и изотопных данных между гранитами и другими щелочными породами массива Джелтула можно связать со смешением щелочных расплавов и расплавов, полученных в результате корового анатексиса (Doroshkevich et al., 2020).

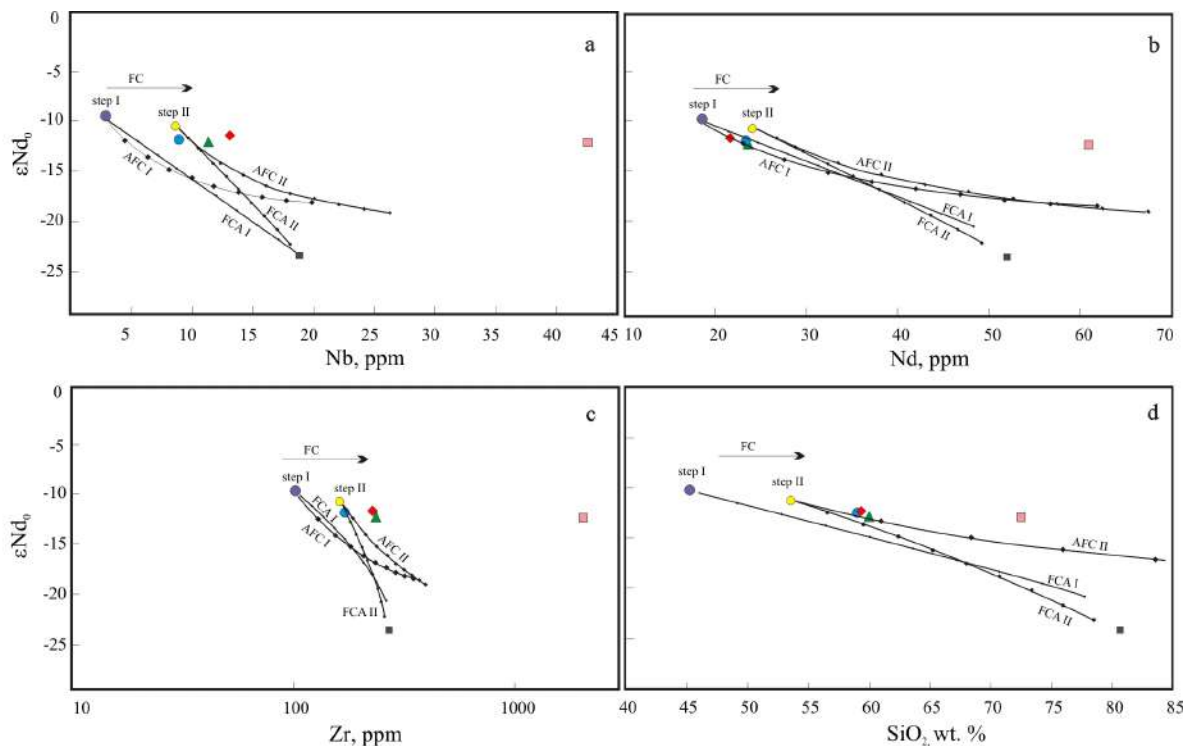


Рис. 30 Расчетные кривые ассимиляции-фракционной кристаллизации (ACF) и фракционной кристаллизации-ассимиляции (FCA) с данными пород массива Джелтула (желтые точки-фойдитовые монзониты; синие точки-меланократовые сиениты; зеленые треугольники-дайки щелочных сиенитов; красные ромбы-лейкократовые щелочные сиениты; розовые квадраты-граниты) (Doroshkevich et al., 2020).

На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ против $\epsilon\text{Nd}(t)$ (см. рис. 24) точки составов щелочных пород Джелтулинского массива лежат в области значений характерных для мезозойских щелочных магматических пород Алдано-Станового щита, что указывает на их образование из схожих изотопно обогащенных источников. Расчет модельного возраста для щелочных пород

Джелтулы согласуется с интерпретацией и выводами (Mitchell et al. 1994; Богатилов и др., 1985; Davies et al., 2006; Кононова и др., 1995) об обогащении мантийного источника архее-палеопротерозое.

Pb изотопные данные для пород Джелтулинского комплекса, расположенные слева от геохроны (см рис. 24), также свидетельствуют о древнем U/Pb и Th/Pb фракционировании в источнике. Дейвс с соавторами (Davies et al., 2006) предложили многостадийную изотопную эволюцию Pb для лампроитов Алдано-Станового щита с фракционированием из Bulk Earth резервуара на уровне 3.0 млрд лет и последующей эволюцией со значениями μ второй стадии между 6.4 и 8.0.

Рудоносность. В пределах Джелтулинского массива установлено два типа рудной минерализации: золоторудная (Au) и уран-торий-редкоземельная (U-Th-REE). Золоторудная минерализация установлена в окварцованных, хлоритизированных метасоматитах по сиенитам и приурочена к разломным зонам ССВ и ССЗ простирающихся. В метасоматитах выявлены повышенные содержания золота - до 7.7 - 9.5 г/т. Пробность шлихового самородного золота составляет 630-660‰ (примесь Ag). Уран-торий-редкоземельная минерализация (второй тип) установлен в пирит-кварц-полевошпатовых метасоматитах, локализованных в приконтактных участках массива. Содержание рудных компонентов в метасоматитах по данным ICP-MS анализа составляют: Σ REE - 400-800 г/т, Th - 21-212 г/т, U - 1.1 - 24 г/т. Th и REE-содержащие минеральными фазами в метасоматитах являются торит, торий-содержащие монацит и т ксенотим. По результатам изучения металлоносности Джелтулинской рудной площади установлена уран-торий-редкоземельная минерализация в скиалитах кристаллических сланцев в гранитоидах докембрийского возраста, а также Ba-W-REE минерализация в докембрийских гранитах вдали контакта с массивом.

4.10. Дополнительные материалы к главе 4.

Таблица 9. Содержание РЗЭ в магматических породах Желтулинского массива и вмещающих разностях по данным ICP-MS анализа (ppm).

	Лейкократовые щелочные сиениты						Меланократовые щелочные сиениты				Дайки щелочных сиенитов					Монцитониты					граниты	гнейсы
	13-007	13-079	13-010	13-108	13-137	13-140	13-012	13-045	13-069	13-077	13-101	13-138	13-009	13-042	13-067	13-139	13-087	1208	13-190	13-138a	13-113	
Rb	210	199	180	159	262	152	177	200	172	190	185	195	135	181	231	147	209	207	226	169	537	270
Sr	902	667	1 319	1 427	510	816	788	505	808	1 231	672	1 132	662	487	1 031	1 149	943	1 108	899	1 239	171	163
Y	17	18	18	14	15	19	18	10	21	19	21	18	19	10	15	20	10	18	15	20	60	48
Zr	185	161	170	219	306	333	207	115	210	147	249	171	166	416	183	173	130	151	183	166	2 056	272
Nb	11	27	9	12	12	10	10	7	11	8	14	9	10	11	13	10	6	6	7	12	43	19
Cs	4	5	3	2	6	2	4	2	4	3	6	1	3	3	3	3	5	5	8	7	1	
Ba	1 117	1 145	1 405	1 950	571	1 080	1 050	528	1 022	1 564	776	1 215	1 203	448	890	1 249	1 184	1 403	955	1 084	561	1 022
La	28	30	26	24	27	31	27	18.5	32	26	38	28	30	20	24	28	18.7	29	22	31	101	95
Ce	50	56	49	46	40	58	50	32	63	52	67	55	61	33	48	56	33	57	40	59	179	180
Pr	6	7	7	5	4	7	6	4	8	7	9	7	7	4	6	7	4	7	5	7	20	21
Nd	22	26	24	18	14	27	23	14	29	27	30	26	27	13	22	26	14	28	18	28	61	52
Sm	3.8	4.7	4.3	3.6	2.1	4.6	4.0	2.3	4.8	5.1	4.8	4.6	4.9	2.2	3.8	4.8	2.5	5.4	3.2	4.8	9.3	11.1
Eu	1.1	1.2	1.3	1.1	0.6	1.3	1.1	0.7	1.2	1.4	1.1	1.3	1.4	0.6	0.8	1.3	0.7	1.4	1.0	1.3	1.3	1.1
Gd	3.2	4.2	3.4	3.0	1.7	3.7	3.1	1.9	3.9	4.3	3.9	3.7	4.5	1.7	2.8	4.9	2.0	4.5	2.6	4.2	7.3	9.0
Tb	0.5	0.6	0.5	0.4	0.3	0.6	0.5	0.3	0.6	0.6	0.6	0.5	0.7	0.3	0.5	0.6	0.3	0.6	0.4	0.6	1.3	1.4
Dy	2.7	3.2	3.0	2.6	2.0	3.3	2.9	1.6	3.7	3.4	3.6	3.2	3.3	1.5	2.7	3.6	1.7	3.3	2.3	3.4	8.9	8.2
Ho	0.6	0.6	0.6	0.5	0.4	0.7	0.6	0.3	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.3	0.6	0.8	0.3	0.6	0.5	0.7	2.0	1.7
Er	1.7	1.7	1.8	1.6	1.5	2.1	1.8	1.0	2.1	1.8	2.2	1.9	2.1	1.0	1.6	2.1	1.0	1.7	1.5	2.0	7.2	4.7
Tm	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	1.4	0.7
Yb	1.8	1.8	1.8	1.6	2.0	2.1	2.0	1.0	2.2	1.9	2.3	1.9	1.9	1.3	1.6	2.0	1.1	1.6	1.7	2.0	10.0	4.3
Lu	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	1.5	0.6
Hf	5	4.0	5	5.4	9	9	6	4	6	4.5	8	5	4.3	9	5	4.3	4	3.5	5	4.0	76.9	8.2
Ta	0.6	0.7	0.5	0.7	0.6	0.6	0.6	0.5	0.7	0.5	0.9	0.5	0.5	0.9	1.1	0.5	0.4	0.3	0.3	0.8	4.9	1.1
Pb	21	15.0	18	81	31	19	22	28	30	16	27	33	29	19	29	36	26	19.5	25	15.5		
Th	7	6	6	10	11	5	6	4	6	5	10	6	7	5	6	6	4	5	6	5	212	21
U	2.3	2	2.1	2.7	2.6	1.8	1.8	1.1	1.7	1.6	2.5	1.7	1.6	1.3	1.8	1.8	1.2	2	2.2	2	24	1

Таблица 10. Содержание химических элементов в магматических породах Желтулинского массива и вмещающих разностях, вес %.

	Лейкократовые щелочные сиениты						Меланократовые щелочные сиениты				Дайки щелочных сиенитов					Монцитониты				граниты	гнейсы	
	13-007	13-079	13-010	13-108	13-137	13-140	13-012	13-045	13-069	13-077	13-101	13-138	13-009	13-042	13-067	13-139	13-087	1208	13-190	13-138a	13-113	
SiO ₂	59.60	59.06	56.96	61.57	60.92	59.09	60.29	57.96	58.21	60.04	62.13	63.36	54.89	56.96	63.17	52.39	52.48	52.20	52.19	54.91	72.64	80.78
TiO ₂	0.45	0.41	0.65	0.37	0.40	0.58	0.43	0.36	0.61	0.62	0.47	0.20	0.63	0.65	0.28	0.55	0.58	0.72	0.73	0.63	0.21	0.25
Al ₂ O ₃	17.64	17.60	16.58	18.40	17.42	16.01	16.78	18.03	16.29	17.25	16.38	18.48	15.49	16.58	18.71	14.22	14.48	15.39	14.72	15.16	14.45	7.75
Fe ₂ O ₃	3.36	2.87	4.75	2.90	3.03	4.47	3.83	4.05	4.48	3.45	3.91	1.54	6.59	4.75	1.85	6.99	4.96	7.49	6.86	6.85	1.07	4.11
FeO	1.33	2.19	1.79	0.70	1.42	1.90	1.57	2.32	2.08	2.02	1.13	0.82	2.32	1.79	0.86	2.92	2.26	3.09	1.55	2.43	0.69	0.43
MnO	0.10	0.12	0.12	0.08	0.12	0.13	0.11	0.33	0.13	0.14	0.12	0.06	0.14	0.12	0.08	0.21	0.16	0.16	0.19	0.15	0.03	0.18
MgO	1.41	1.44	2.30	1.36	1.18	2.51	1.94	2.63	3.21	1.53	0.91	0.12	2.82	2.30	0.20	3.93	5.39	4.01	5.34	2.75	0.64	0.29
CaO	3.59	4.09	4.54	2.01	2.53	4.32	3.80	3.24	4.77	4.40	3.92	1.25	5.67	4.54	1.36	6.22	4.71	5.44	4.69	5.96	3.23	0.20
Na ₂ O	5.54	5.07	4.47	5.60	5.28	4.38	4.95	4.92	4.45	4.84	4.80	5.87	4.52	4.47	6.00	3.69	2.96	3.60	3.44	4.74	2.61	0.36
K ₂ O	6.59	6.28	6.63	6.73	6.00	4.70	5.75	5.60	5.18	5.29	5.16	7.09	5.61	6.63	6.84	4.31	7.32	6.98	5.86	4.90	3.42	4.34
H ₂ O-	0.34	0.16	0.14	0.22	0.24	0.18	0.12	0.15	0.14	0.12	0.22	0.24		0.14	0.14	0.40	0.54	0.59	0.30		0.08	0.22
H ₂ O+	0.00	0.60	0.36	0.10	0.22	0.00	0.27	0.18	0.23	0.23	0.29	0.00		0.36	0.19	0.47	1.08	0.46	0.38		0.46	0.75
LOI	0.18	0.00	0.02	0.00	0.42	0.82	0.18	0.00	0.00	0.00	0.10	0.52	0.39	0.02	0.00	0.00	0.00	0.27	0.00	0.64	0.02	0.44
P ₂ O ₅	0.21	0.26	0.35	0.14	0.15	0.34	0.23	0.29	0.37	0.29	0.25	0.00	0.41	0.35	0.02	0.61	0.55	0.75	0.82	0.46	0.01	0.03
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	0.05	0.00	0.10	0.05	0.04	0.12	0.04	0.07	0.02	0.03	0.04	0.00	0.43	0.10	0.02	2.56	1.56	0.19	2.65	0.09	0.02	0.04
F	0.15	0.08	0.14	0.01	0.15	0.08	0.11	0.06	0.06	0.06	0.09	0.10		0.14	0.05	0.20	0.35	0.10	0.33		0.00	0.03
Total	100.19	100.07	99.73	100.05	99.53	99.43	100.27		100.08	100.18	99.68	99.69	99.44	99.73	99.92	99.67	99.38	101.46	100.05	99.22	99.52	99.99
Mg#	36.26	34.64	39.98	41.92	33.33	42.68	40.45	43.65	47.99	34.40	25.59	8.72	37.50	39.98	12.22	42.84	58.48	41.75	54.84	35.95	40.48	10.98
FeOtot	4.35	4.77	6.07	3.31	4.15	5.92	5.02	5.97	6.11	5.13	4.65	2.21	8.25	6.07	2.53	9.21	6.72	9.83	7.72	8.60	1.65	4.13

Таблица 11. Содержания РЗЭ в метасоматических породах Желтулинского массива и вмещающих разностях по данным ICP-MS анализа (ppm).

Порода	Образец	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Sum REE
Кварц-полевошпатовые метасоматиты	113	101	179	19.9	61	9.3	1.29	7.3	1.33	8.9	2.0	7.2	10.0	1.52	77	4.9	212	24	471.1
	116	44	74	8.5	29	4.3	1.36	2.6	0.32	1.80	0.40	1.37	1.77	0.29	6.6	0.1	6.6	0.6	180.9

Таблица 12. Изотопные отношения Pb в породах Желтулинского массива.

Образец	Порода	m.g	I^{206Pb} mV	$^{206}Pb/^{204}Pb$	2σ	$^{207}Pb/^{204}Pb$	2σ	$^{208}Pb/^{204}Pb$	2σ
Дж-13-042	Дайка щелочного сиенита	0.27283	13632	17.2137	0.0002	15.3981	0.0002	37.3236	0.0005
Дж-1208	Монзонит	0.24607	12181	17.2614	0.0003	15.4201	0.0003	37.3074	0.0011
Дж -13-137	Лейкократовый щелочной сиенит	0.17645	15442	17.2037	0.0003	15.4026	0.0004	37.3403	0.0013
Дж -13-012	Меланократовый щелочной сиенит	0.19306	11077	17.1724	0.0003	15.4043	0.0003	37.3294	0.0007
13.16.3.1	гнейс	0.17143	3183	18.2675	0.0006	15.5562	0.0006	42.4459	0.002

Таблица 13. Изотопные отношения Sr и Nd в породах Желтулинского массива.

Образец	Порода	Age (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2SD$	ϵ Nd(0)	ϵ Nd(T)	T (DM)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\pm 2SD$	I (Sr)
Дж-1208	Монзонит	121	4.8	24	0.1199	0.51200	14	-12.51	-11.32	1871	178	1281	0.40	0.706460	3	0.705769
Дж-13-137	Лейкократовый щелочной сиенит	121	2.6	15	0.1036	0.51194	11	-13.70	-12.26	1680	228	503	1.03	0.707500	7	0.705736
Дж-13-012	Меланократовый щелочной сиенит	121	3.7	20	0.1088	0.51193	12	-13.85	-12.50	1774	208	879	0.68	0.707370	2	0.706195
Дж-13-042	Дайка щелочного сиенита	121	2.7	15	0.1094	0.51191	11	-14.20	-12.86	1811	172	482	1.03	0.708290	3	0.706512
13.16.3.1	гнейс	1880	7.2	47	0.0923	0.51132	13	-25.73	-0.55	2293	284	175	4.67	0.838430	3	0.711993
Дж-13-113	Гранит	121	11.1	84	0.07961	0.51188	10	-14.73	-12.93	1440	532	131	11.78	0.727660	9	0.707408

Таблица 14. Данные для моделирования процессов ассимиляции-фракционной кристаллизации и фракционной-кристаллизации-ассимиляции.

	Лампроиты, средн.	Монзониты, средн.	Лейкократовые сиениты, средн.	Меланократовые сиениты, средн.	Граниты, средн.	гнейсы	Дайки сиенитов, средн.
SiO ₂	45.31	53.60	59.53	59.13	72.64	80.78	60.10
Zr	102.0	161.8	228.9	169.8	2056.4	272.0	237.2
Nb	2.9	8.7	13.2	8.9	42.7	19.0	11.4
Nd	18.5	24.0	21.6	23.3	60.9	52.0	23.6
$^{87}Sr/^{86}Sr$ (121 Ma)	0.705770	0.705769	0.705736	0.706195	0.707408	0.830039	0.706512
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.511930	0.512000	0.511940	0.511930	0.511880	0.511320	0.511910
$^{147}Sm/^{144}Nd$		0.119900	0.103600	0.108800	0.079610	0.092300	0.109400
$^{208}Pb/^{204}Pb$	37.500	37.307	37.340	37.329		42.446	37.324
$^{207}Pb/^{204}Pb$	15.423	15.420	15.403	15.404		15.562	15.398
$^{206}Pb/^{204}Pb$	17.348	17.261	17.204	17.172		18.268	17.214
ϵNd (121 Ma)	-10.250	-11.320	-12.260	-12.500	-12.930	-24.130	-12.860

Таблица 15. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород Желтулинского массива.Ошибки указаны $\pm 2\sigma$

T, °C	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	Выделенный ^{39}Ar , %	Возраст млн. лет	\pm
ДЖ 13-08-012 ПШ										J=0.00511±0.000068	
500	24.5	5.4	0.25	0.05	0.42	0.09	0.2	0.2	0.3	10	574.7
600	19.52	0.02	0.0167	0.0002	0.004	0.003	0.023	0.001	4.1	114.8	3.0
685	14.86	0.02	0.0177	0.0004	0.101	0.004	0.006	0.001	14.1	115.6	3.8
750	16.11	0.02	0.015	0.002	0.070	0.003	0.0105	0.0009	19.3	116.0	2.7
825	15.34	0.01	0.0169	0.0004	0.088	0.004	0.0053	0.0006	27.5	122.7	2.2
890	16.15	0.03	0.012	0.001	0.102	0.003	0.009	0.001	32.5	119.6	4.1
970	17.15	0.02	0.0138	0.0007	0.067	0.002	0.0125	0.0006	37.7	119.9	2.1
1050	15.63	0.01	0.0150	0.0003	0.063	0.001	0.0076	0.0003	50.8	119.3	1.7
1100	16.68	0.02	0.0172	0.0006	0.060	0.002	0.0109	0.0007	59.4	119.9	2.4
1150	15.93	0.01	0.0162	0.0004	0.0486	0.0006	0.0086	0.0003	76.8	119.5	1.8
1200	15.65	0.02	0.0161	0.0001	0.036	0.001	0.0070	0.0006	100.0	121.0	2.1
ДЖ 13-08-116										J=0.005091±0.000068	
500	87.4	2.3	0.04	0.03	0.3	0.1	0.18	0.03	0.2	285.5	61.7
600	22.80	0.04	0.0187	0.0009	0.012	0.007	0.023	0.002	3.2	140.9	4.2
680	16.16	0.03	0.0162	0.0007	0.007	0.004	0.008	0.001	10.0	121.7	3.8
750	14.88	0.03	0.0173	0.0005	0.003	0.003	0.004	0.002	22.2	122.4	5.1
800	14.27	0.01	0.0160	0.0004	0.001	0.001	0.0026	0.0007	38.0	120.0	2.4
850	15.19	0.03	0.0120	0.0009	0.0009	0.0009	0.0049	0.0009	43.3	122.0	2.8
925	14.65	0.02	0.0156	0.0002	0.0005	0.0005	0.004	0.001	52.7	120.9	3.1
1000	14.22	0.02	0.0159	0.0002	0.0003	0.0003	0.002	0.001	68.8	121.6	3.1
1075	14.34	0.02	0.0148	0.0002	0.0003	0.0003	0.002	0.001	85.4	121.7	3.4
1175	14.48	0.02	0.0155	0.0001	0.002	0.002	0.002	0.001	100.0	123.0	2.9
ДЖ 13-042 ПШ										J=0.00401±0.000042	
500	155.9	2.9	0.11	0.02	3.1	2.6	0.45	0.02	0.7	164.7	36.7
600	25.4	0.1	0.028	0.003	0.3	0.2	0.031	0.004	6.6	112.8	8.5
700	22.61	0.03	0.017	0.001	0.19	0.08	0.020	0.001	13.7	116.9	2.1
790	19.49	0.03	0.020	0.001	0.03	0.03	0.008	0.001	27.0	119.8	2.6
880	22.79	0.04	0.021	0.002	0.7	0.2	0.020	0.002	33.7	117.8	3.6
980	25.82	0.04	0.018	0.001	0.03	0.03	0.029	0.001	45.5	120.3	3.1
1070	25.67	0.04	0.0228	0.0005	0.02	0.02	0.030	0.001	68.5	117.3	2.2
1130	25.04	0.05	0.0219	0.0001	0.01	0.01	0.027	0.001	100.0	119.5	2.9
ДЖ 13-043 биотит										J=0.00407±0.000043	
600	23.4	0.3	0.04	0.02	0.6	0.6	0.05	0.01	0.8	67.1	26.7
700	21.16	0.07	0.019	0.005	0.1	0.1	0.018	0.003	3.7	112.1	6.8
800	18.99	0.02	0.018	0.001	0.05	0.05	0.0060	0.0008	13.4	122.2	2.0
900	17.84	0.01	0.0180	0.0004	0.08	0.02	0.0025	0.0002	49.1	121.4	1.3
985	17.69	0.01	0.0158	0.0005	0.02	0.02	0.0025	0.0005	69.8	120.4	1.6
1075	17.77	0.01	0.0204	0.0002	0.03	0.03	0.0028	0.0007	88.1	120.2	1.8
1130	17.69	0.02	£0.015	£0.001	0.04	0.04	0.0018	0.0008	100.0	121.8	2.0
ДЖ 13-138 биотит										J=0.00402±0.000042	
500	24.7	0.3	0.09	0.04	7.8	2.7	0.05	0.01	0.5	76.3	19.8
600	22.7	0.2	0.018	0.007	0.9	0.8	0.044	0.009	2.0	68.3	18.2
700	21.99	0.08	0.023	0.002	0.7	0.3	0.016	0.003	5.6	120.3	7.0
800	18.56	0.02	0.0179	0.0003	0.07	0.04	0.005	0.001	39.6	119.8	1.9
900	18.10	0.02	0.0174	0.0008	0.3	0.1	0.002	0.001	54.0	122.0	2.0
975	18.23	0.04	0.020	0.001	0.1	0.1	0.005	0.002	64.4	117.6	4.0
1050	18.67	0.02	0.019	0.001	0.26	0.06	0.005	0.001	71.0	120.1	1.9
ДЖ 1208 биотит										J=0.00404±0.000043	
500	28.7	1.3	0.11	0.06	9.2	3.5	0.07	0.05	0.3	48.3	97.6
625	25.6	0.2	0.03	0.01	0.3	0.3	0.04	0.01	1.8	104.0	17.6
775	18.17	0.01	0.0171	0.0004	0.10	0.06	0.0033	0.0004	32.0	121.2	1.5
875	17.68	0.01	0.0187	0.0003	0.04	0.02	0.0034	0.0005	60.1	117.7	1.6
950	18.08	0.03	0.0198	0.0012	0.24	0.10	0.007	0.002	69.6	112.7	3.4
1045	17.53	0.04	0.0173	0.0005	0.31	0.06	0.006	0.002	82.2	110.5	3.9
1130	17.04	0.03	0.0198	0.0008	0.38	0.03	0.003	0.001	100.0	113.4	3.0

Глава 5. Результаты изучения мезозойских щелочных пород Верхнеамгинского рудного района

5.1. Краткая геологическая характеристика Верхнеамгинского массива.

Верхнеамгинский щелочной массив расположен на территории одноименного золотоносного района Алдано-Станового щита в Южной Якутии (рис. 31). Географически территория Верхнеамгинской рудной площади находится в 120 км к западу от г. Алдана, в верхнем течении бассейна р. Амга (приток р. Алдан).

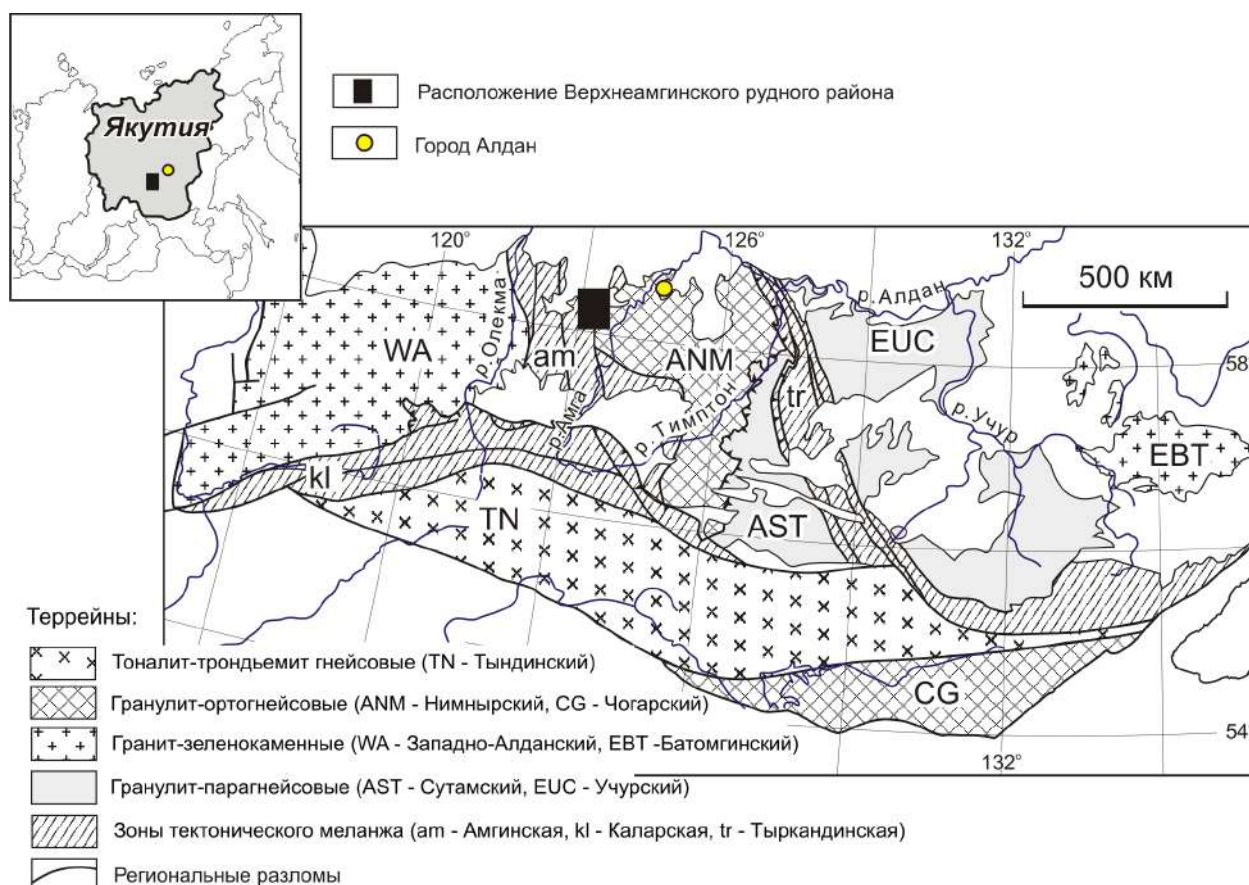


Рис. 31. Схема тектонического строения Алдано-Станового щита ((Смелов и др., 2001)с дополнениями автора).

Территория исследуемого района по современным тектоническим данным входит в состав Амгинской субмеридиональной структурной зоны тектонического меланжа, отделяющей Центрально-Алданский составной террейн с востока от расположенных к западу и югу от нее, соответственно, Западно-Алданского и Тындинского составных террейнов (Смелов и др., 2001). В строении Амгинской зоны участвуют архейские комплексы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма,

раннепротерозойские ортогнейсовые и парагнейсовые толщи субгранулитовой – гранулитовой фаций, а также фрагменты архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов и дифференцированные плутоны ультраосновных и основных пород.

Структурная позиция Верхнеамгинского золотоносного района характеризуется многоярусным строением, определяющим три главных типа геоструктур региона: нижнедокембрийский фундамент, венд-нижнекембрийский осадочный чехол и мезозойские участки активизации (рис. 32). Архейские структуры фундамента с несогласием перекрыты венд-нижнекембрийским платформенным чехлом морских глинисто-карбонатных осадков. На отдельных участках в северной части района, на вершинах водоразделов сохранились небольшие мощности мезозойских терригенных отложений юрской (юхтинская свита) и кайнозойской систем.

Основной объем магматических образований связан с внутриплитным этапом мезозойской тектоно-магматической активности. Мезозойские изверженные породы на современном эрозионном срезе представлены крупным телом и множеством штоков щелочных сиенитов монцонитов. Встречаются отдельные тела и дайки щелочных гранитов. Дайковый комплекс представлен силами и дайками лампрофиров. Дайки лампрофиров имеют преимущественно северо-западное и северо-восточное простирание (рис. 32), соответствующее преобладающим направлениям тектонических разломов. Со щелочными интрузиями связаны зоны сульфидизации, окварцевания и скарнирования, сопровождаемые золоторудной минерализацией (Соколов, 2015).

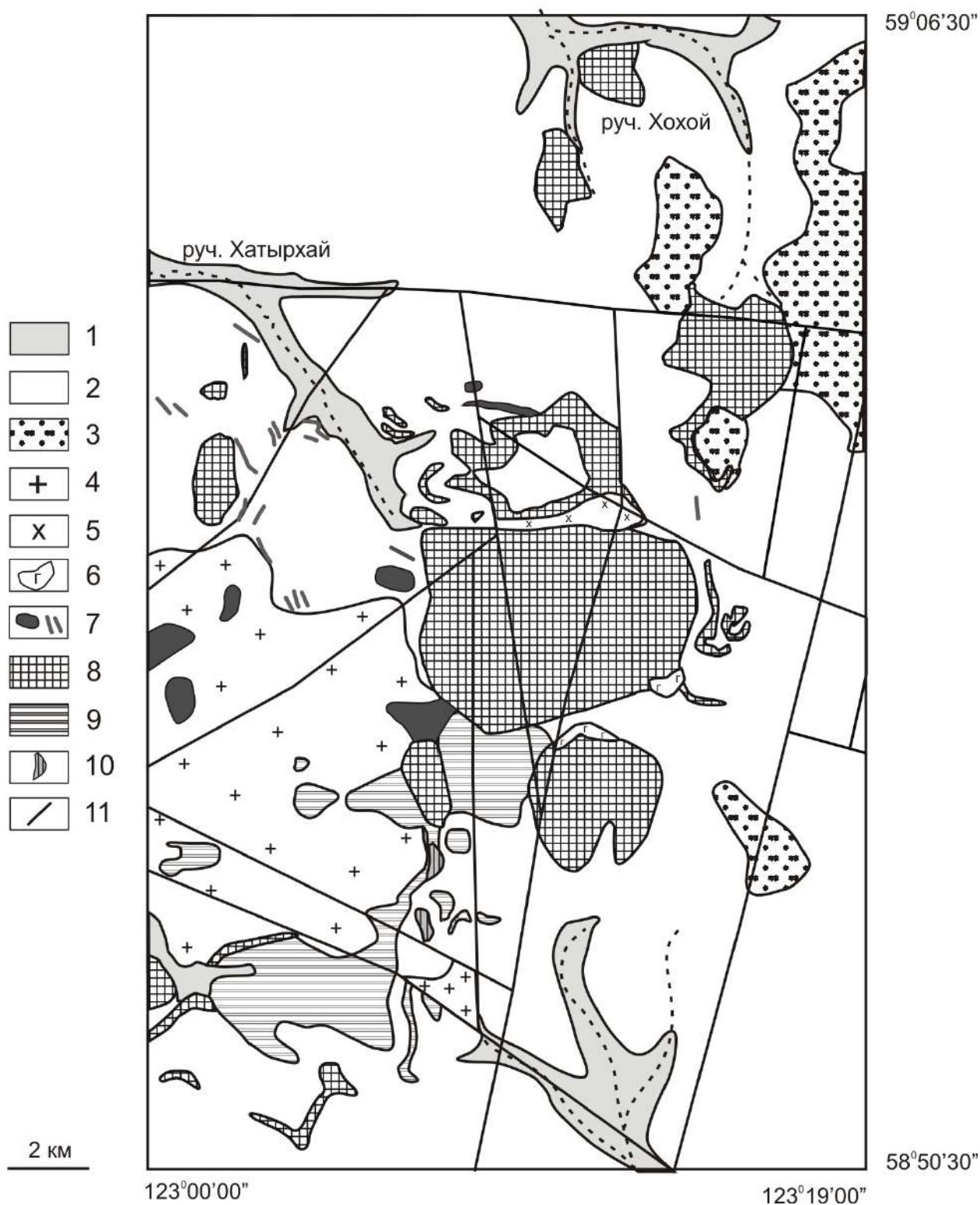


Рис. 32. Геологическая схема Верхнеамгинского массива (Дзевановский 1972, с дополнениями автора): 1 – Четвертичные отложения: современные аллювиальные отложения, пески, галечники, валунники; 2 – Юрские отложения: песчаники, гравелиты, конгломераты; 3 – Венд-кембрийские отложения: известняки, доломиты, мергели; 4 – Архейские образования: граниты; 5 – Бiotитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, гранито-гнейсы, кварциты. Раннемеловые интрузии: 6 – штоки эгириновых гранитов; 7 – дайки и силлы лампрофиров; 8 – штоки, лакколиты, силлы щелочных сиенитов и сиенит-порфиров; 9 – лакколиты и штоки монзонитов; 10 – дайки и штоки щелочно-основных и ультраосновных пород: шонкиниты, пироксениты и сиенит-порфиры; 11 – разломы.

Тектоническая характеристика региона определяется разломами субмеридионально-северо-восточного простирания, входящими в систему Амгинского глубинного разлома (структурного шва) (Смелов и др., 2001). Разломы северо-восточного и северо-западного простирания формируют диагональные разрывные структуры, наложенные на зону Амгинского глубинного разлома, или, органически входят в его структуру, наследуя его тектонику. Заложенные в докембрийское время разломы этой системы неоднократно подновлялись, особенно активно в мезозое, когда была сформирована блоковая структура района, интенсивно проявлен магматизм и связанная с ним гидротермальная деятельность.

Согласно геологическому, петрографическому и минералогическому исследованию щелочных пород Верхнеамгинского массива, установлено, что основные фазы представлены штокообразными телами щелочных сиенитов, переходящие в монцониты, дайками и силлами лампрофиров (Prokoryev et al., 2019).

5.2. Петрографическая характеристика пород Верхнеамгинского массива.

Щелочные сиениты и монцониты – породы порфировидной структуры, структура основной массы - скрытокристаллическая; текстура - массивная (рис. 33). Вкрапленники представлены флогопитом, калиевым полевым шпатом, амфиболом и клинопироксеном; минералы основной массы – флогопит и полевые шпаты. Второстепенными и аксессуарными (~ 5-7%) являются апатит, титанит, кальцит, магнетит и циркон (Prokoryev et al., 2019). Калиевый полевой шпат (~ 10%) образует идиоморфные призматические кристаллы, размером 0.5-1 мм. По составу минерал относится к ортоклазу (Or 87-92), содержание BaO доходит до 1.4 мас. %. Вкрапленники флогопита (~ 10%) образуют удлиненные, пластинчатые кристаллы, размером 1-2 мм и характеризуются зональным строением –

содержание MgO изменяется от 13 до 17.3 мас. %, а FeO от 17.4 до 12.7 мас. % от центра к краям (табл. 20) (Prokoryev et al., 2019).

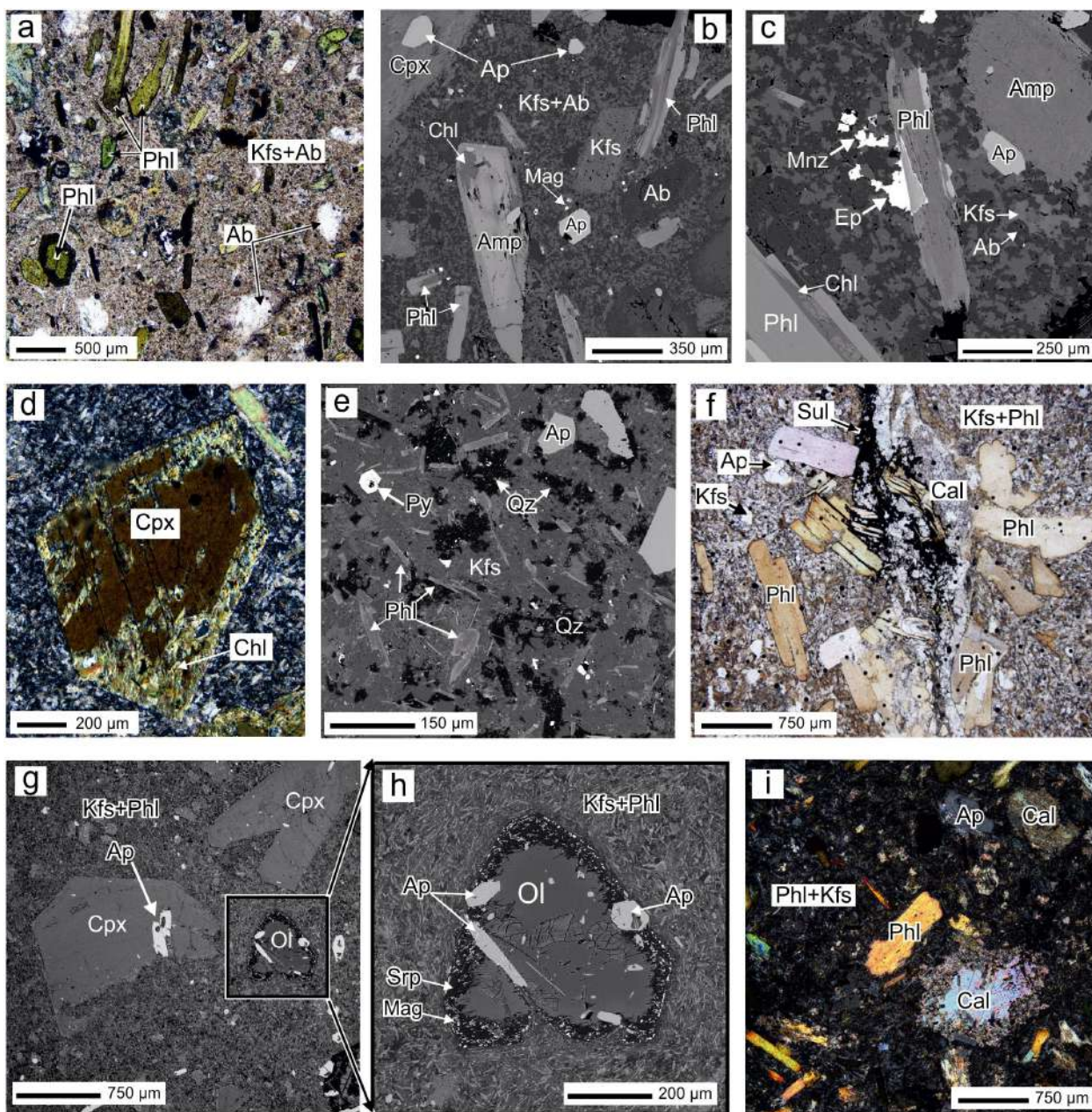


Рис. 33. Фотографии шлифов пород Верхнеамгинского массива: (a), (f) – поляризованный свет, (d), (i) – скрещенные николи. Обозначения минералов в соответствии с (Whitney and Evans 2010). (a) – (d) взаимоотношения минералов в щелочных сиенитах. (e,f) – КПШ и флогопит основной массы, вкрапленники КПШ и флогопита в лампрофировых силлах. (g-i) – оливин и клинопироксен в лампрофировых дайках. (f) – второстепенные и акцессорные минералы лампрофиров.

Клинопироксен характеризуется понижением диосидового и повышением геденбергитового миналов (68-69 и 41-43 % диосидового минала и 10-13 и 11-20 % геденбергитового минала, соответственно) от монцонитов к щелочным сиенитам, с равным количеством эгиринового

минала (около 2-3 %). Амфибол (~ 5%) представлен идиоморфными, призматическими зернами феропрагасита и актинолита, размером 1-1.5 мм. Местами амфибол замещается хлоритом. По зернам полевого шпата развивается карбонат, редко эпидот. Идиоморфные зерна апатита и титанита – слабо удлиненные, апатит – коротко призматический, размеры зерен минералов - 0.05–0.25 мм. Апатит содержит до 1.5 мас. % F, 2.2 мас. % SrO и 0.7 мас. % SO₃.

Лампрофиры представлены порфиrowыми равномернoзернистыми флогопит-полевошпатовыми породами с вкрапленниками калиевого полевого шпата, флогопита, клинопироксена и оливина (Mg# варьирует от 84 до 86) (рис. 33). Второстепенные и акцессорные минералы представлены амфиболом, апатитом, магнетитом, кварцем, кальцитом, альбитом, титанитом, цирконом и баделлеитом. Вторичные минералы (3–15%): хлорит, серпентин, амфибол, карбонат, эпидот (Prokoryev et al., 2019).

Клинопироксен в лампрофирах представлен диопсид-геденбергитом (70-78 % диопсидового минала и 8-10 % геденбергитового минала) с небольшим количеством эгиринового минала (до 3 %). Полевой шпат имеет ортоклазовый состав (Or 82-92) с редкими зернами альбита. Флогопит присутствует в виде фенокристов и микрозерен в матриксе. Размер фенокристов составляет от 1 до 5 мм. Магнезиальность флогопитов падает от центра 18.7 к краям 13.4 мас. % (MgO), а железистость растет от 14.2 до 18.1 мас. % (FeO_{общ}) (табл. 20). Содержание BaO составляет в среднем 1.4 мас. %. Высокое содержание TiO₂ (до 2.7 мас. %) отмечается как в центральных, так и в краевых частях зерен флогопита. Апатит характеризуется содержаниями F до 1.2 мас. %, SO₃ до 1 мас. % и SrO до 2.1 мас. %. Баделлеит замещает циркон, размер зерен составляет несколько мкм (Prokoryev et al., 2019). Рудные минералы представлены отдельными зернами сульфидов, в основном, пирита и халькопирита.

5.3. Петролого- геохимическая характеристика пород Верхнеамгинского массива.

Лампрофиры содержат варьирующие количества SiO_2 , от 39.3 до 51.3 мас.%, и на диаграмме SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ они ложатся в поля от фойдитовых габбро до фойдитовых монцогаббро (рис. 33). Однако, из-за сложностей пересчета их нормативного состава из-за большого содержания K_2O , а также отсутствия основного плагиоклаза в породе и присутствия большого количества вкрапленников флогопита, будет не совсем корректно идентифицировать эти породы как фойдитовые габбро - фойдитовые монцогаббро. Из-за высокого содержания K_2O , высокой Mg\# (60-71), высокого отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и особенностей минерального состава (обогащенность флогопитом, наличие оливина и клинопироксена) породы были идентифицированы как лампрофиры (минетты). Щелочные сиениты ложатся в поле фойдитовых сиенитов (рис. 33), по $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношению относятся к ультракалиевым (рис. 33) и в нормативном составе всегда содержат нефелин и лейцит (до 12 и 3 %, соответственно). Монцониты ложатся в поле монцодиоритов и фойдитовых монцогаббро и по $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношению относятся к шошонитовой до калиевой серии (рис. 33).

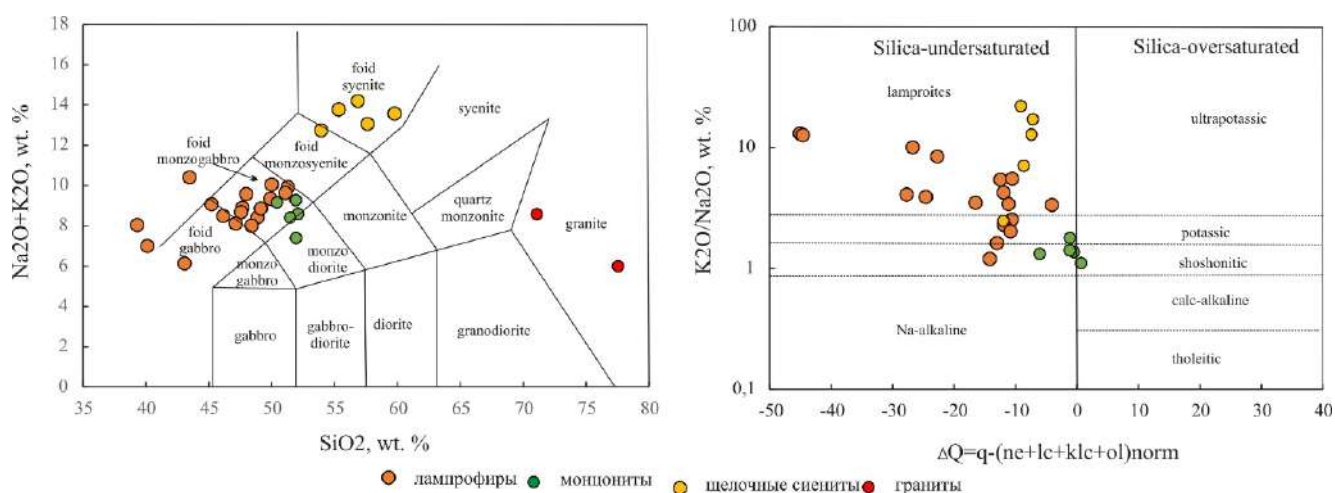


Рис. 33. Классификационная диаграмма содержаний щелочей и кремнезема и диаграмма зависимости ΔQ от $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ для пород Верхнеамгинского массива. ΔQ - сумма нормативного кварца за вычетом недосыщенных кремнеземом минералов (нефелин, лейцит, кальсилит и Mg-оливин).

Диаграммы Харкера (рис. 34) демонстрируют четкую тенденцию к дифференциации пород от лампрофиров к щелочным сиенитам, отмечается дискретность между щелочными породами массива и дайками гранитов.

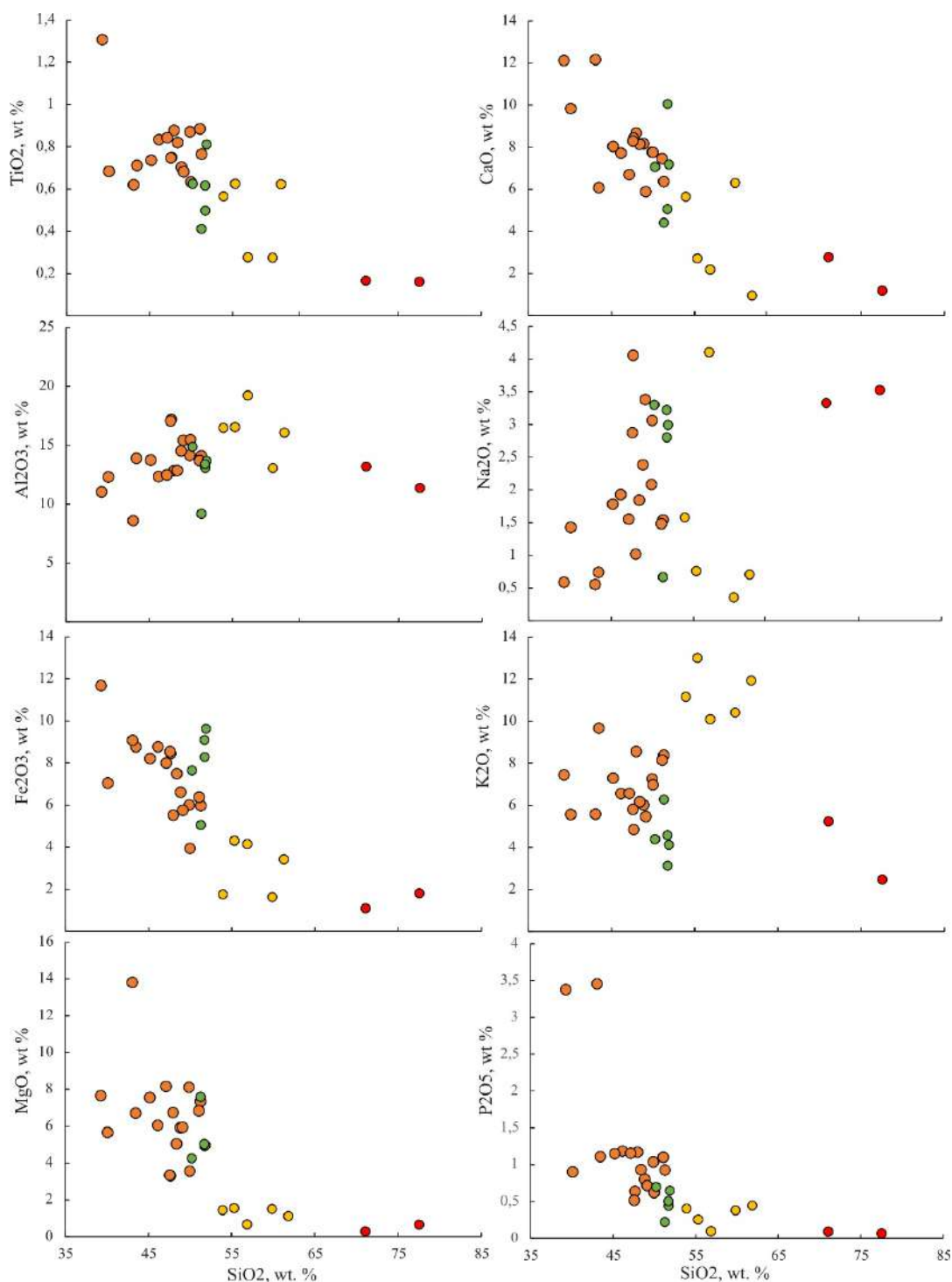


Рис. 34. Вариационные диаграммы Харкера для пород Верхнеамгинского массива. Условные обозначение пород, как и на рис. 33.

Содержания SiO_2 демонстрируют отрицательную корреляцию с MgO , Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 , TiO_2 , и положительную с Al_2O_3 и K_2O (рис. 34). Кроме того,

для лампрофиров характерны более высокие концентрации Cr, Ni и Co по сравнению с щелочными сиенитами и монцонитами (Cr 950-300 ppm, Ni - 420-100 ppm и Co 50-60 ppm в лампрофирах и Cr 3-25 ppm, Ni -25-10 ppm и Co 3-20 ppm в монцонитах и сиенитах).

Нормированные к хондриту графики распределения РЗЭ в щелочных породах массива показывают резко наклонные к тяжелым РЗЭ кривые (рис. 35), что объясняется обогащением всех типов пород легкими РЗЭ (La_{cn}/Yb_{cn} и Gd_{cn}/Yb_{cn} равны 5-28 и 2-7, соответственно). От лампрофиров к монцонитам до щелочных сиенитов происходит повышение общих концентраций РЗЭ (рис. 35), европиевая отрицательная аномалия проявлена незначительно (1-0.8 в лампрофирах, 0.85-0.7 – в монцонитах, 0.7-0.9 – в щелочных сиенитах). Граниты характеризуются более низкими концентрациями РЗЭ по сравнению с породами массива (рис. 35), с $Eu/Eu_{cn} = 0.6-0.7$.

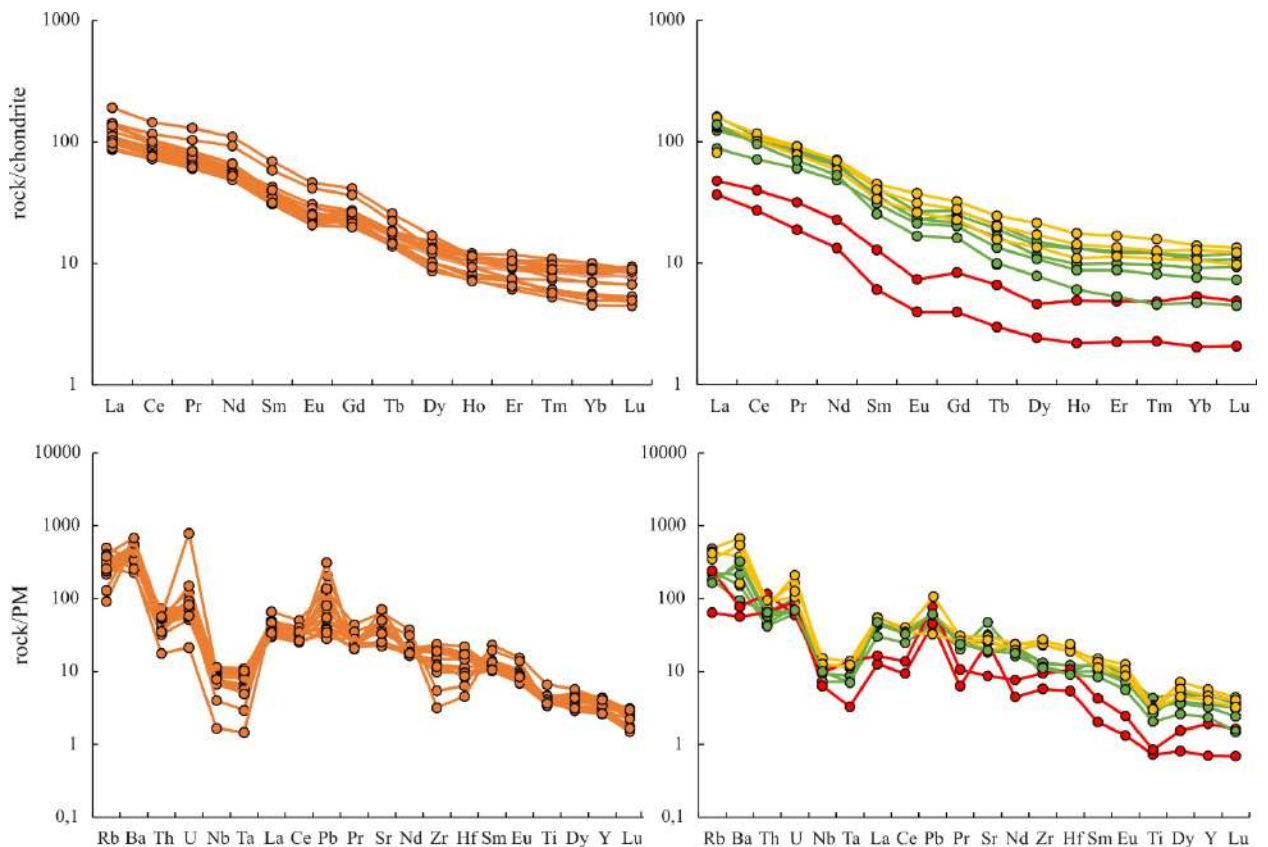


Рис. 35. Графики распределения редких и редкоземельных элементов, нормированные к примитивной мантии и хондриту (по Sun and McDonough, 1989) для пород Верхнеамгинского массива. Условные обозначение пород, как и на рис. 33.

Лампрофиры, монцониты и щелочные сиениты демонстрируют схожее поведение литофильных (LILE) и высокозарядных (HFSE) элементов на диаграммах содержания редких и редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии (PM) (рис. 35). Графики характеризуются четко выраженным максимумом по Ba и минимумами по Nb, Ta, и Ti относительно соседних элементов. Щелочные сиениты и монцониты, по сравнению с лампрофирами, имеют более высокие значения Zr и Hf и более низкие - Ti. Подобные геохимические характеристики были выявлены в мезозойских щелочных магматических породах Алдано-Станового щита (например: Davies et. al., 2006; Васюкова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2020).

5.4. Изотопная характеристика пород Верхнеамгинского массива.

Данные по Sr-Nd изотопному составу щелочных силикатных пород Верхнеамгинского массива представлены в таблице 17. В лампрофирах и щелочных сиенитах первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения колеблются в интервале от 0.706777 до 0.707677 (таблица 16, рис. 35). Отличным значением первичного изотопного состава стронция от приведенного диапазона обладает образец гранита (обр. 22137), при том, что, согласно петрографическим наблюдениям, он не подвержен интенсивными вторичными изменениями.

Таблица 16. Изотопный состав Nd и Sr пород Верхнеамгинского массива.

Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon(\text{Nd})_T$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	T(DM)
АМ-40-18 лампрофир	5.1	24.4	0.1271	0.5119	-11.4	24.6	512.0	0.139	0.7072	0.7069	2028
22137 гранит	1.3	7.7	0.1053	0.5114	-21.9	50.3	57.5	2.535	0.7233	0.7185	2400
13039/1 щелочной сиенит	4.7	23.8	0.1200	0.5118	-13.7	40.8	326.8	0.361	0.7074	0.7067	2078
9079 лампрофир	5.5	27.4	0.1223	0.5117	-16.7	72.4	253.4	0.827	0.7092	0.7076	3285

Первичные $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношения в лампрофирах и щелочных сиенитах варьируют от 0.511716 до 0.511996 (табл. 16). Значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

в граните пониженное, по сравнению с лампрофирами и щелочными сиенитами и равно 0.511438 (табл. 16). Значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ в лампрофирах и щелочных сиенитах, рассчитанные на 132 млн лет, варьируют от (-11.4) до (-16.7), а в граните равны (-21.9). T_{DM} для щелочных пород массива находятся в интервале – 2.1-2.4 млрд. лет, а для гранитов – 2.7 млрд. лет. На диаграмме значений $\epsilon\text{Nd}(T)$ - первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изотопные отношения (рис. 36) породы Верхнеамгинского массива ложатся в область значений, определенных для мезозойских щелочных пород Алдано-Станового щита (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et. al., 2006; Васюкова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2020).

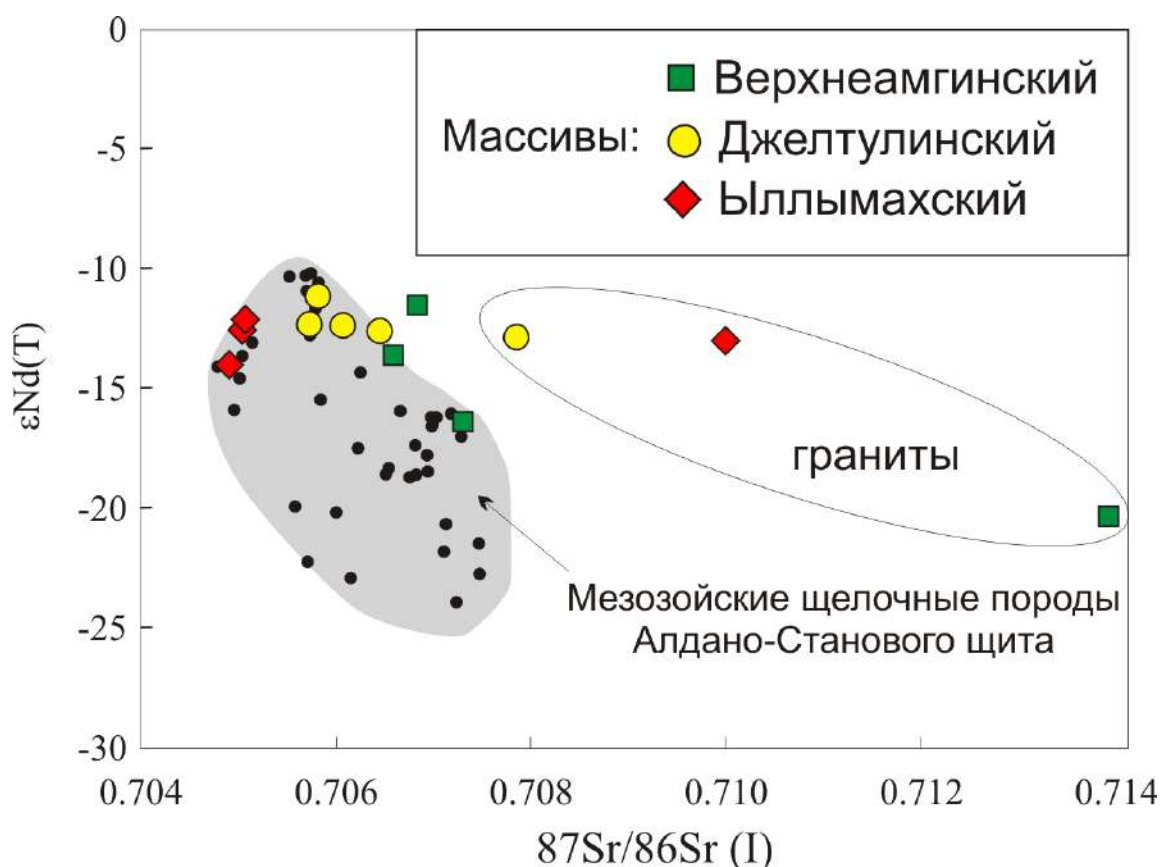


Рис. 36. Значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ в породах Верхнеамгинского, Желтулинского и Ыллымахского массивов. Данные согласно (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et. al., 2006; Васюкова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2020)

5.5. Рудные метасоматиты Верхнеамгинского массива.

По результатам полевых исследований были обнаружены рудосодержащие зоны метасоматических пород с золото-сульфидной и Ti-REE минерализацией. Минерализация приурочена к сиенитовым интрузиям

и к контактам лампрофиров со вмещающими породами. Рудосодержащие метасоматиты представлены кварц-кальцит хлоритовыми породами с полевым шпатом, апатитом, флогопитом и золото-сульфидными жилами. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом, пирротином и самородным золотом. В метасоматических породах так же обнаружен монацит, эпидот, рутил и торионит (Prokopyev et al., 2019).

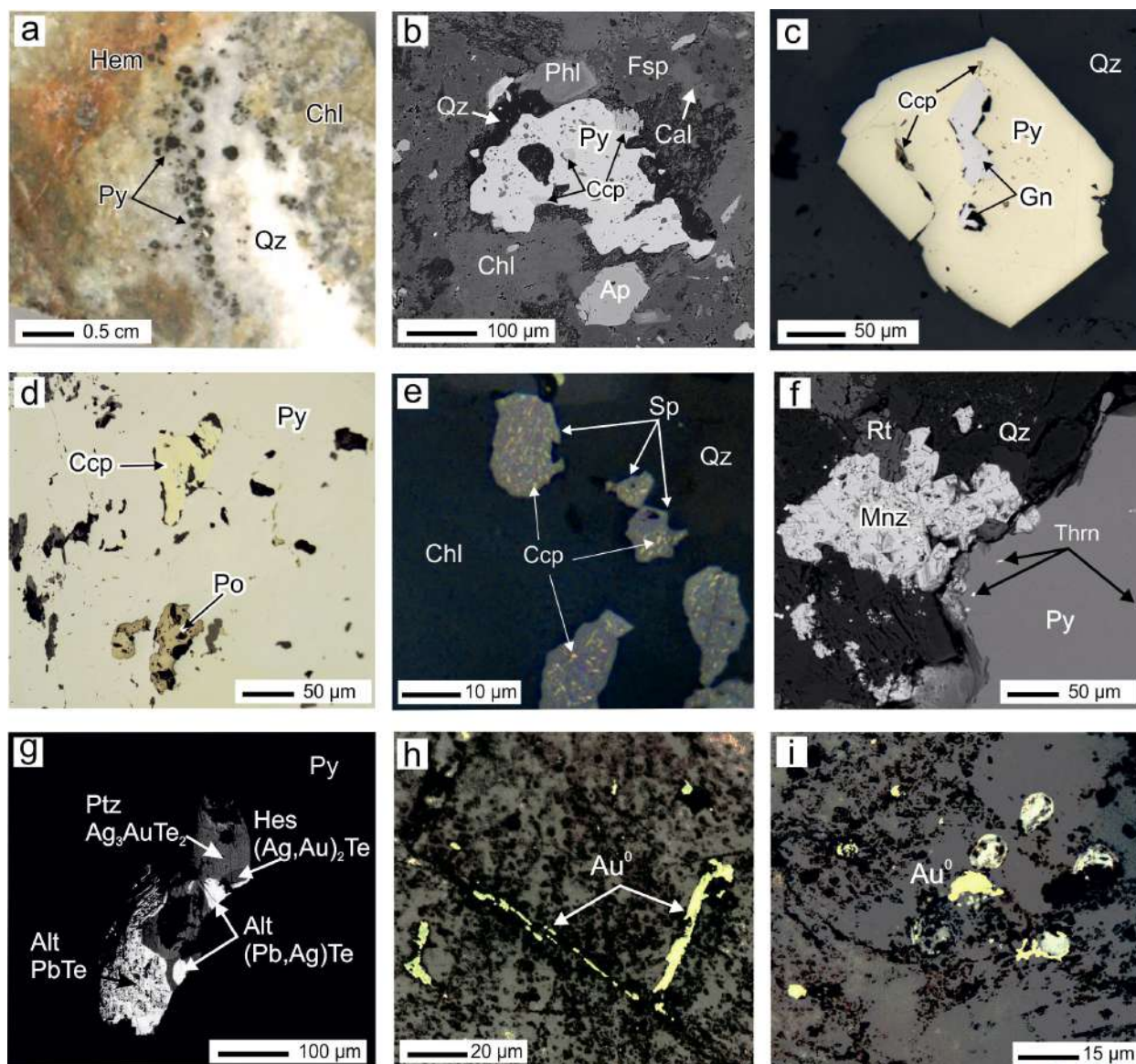


Рис. 37. Рудные минералы в измененных породах Верхнеамгинского массива. (a-e) – пирит с включениями халькопирита, галенита, пирротина. (f) - Ti-REE минерализация: рутил, монацит, торионит. (g) – золото-теллуридная минерализация. (h,i) – самородное золото в породах массива.

Пирит обычно представлен в виде прямоугольных идиоморфных зерен и прожилковых тел рассеянных в матрице кварц-кальцит-хлоритового

состава (рис. 37). Размер зерен достигает нескольких сантиметров. Пирит обычно включает зерна других сульфидов: халькопирита, галенита, пирротина, сфалерита и др. Халькопирит представлен вкрапленниками неправильной формы и агрегатами (до 1 см) в кварц-хлоритовом матриксе, а так же формирует микропрожилки в кристаллах пирита. Халькоцит и ковеллит замещают халькопирит на границах зерен. Неправильной формы зерна галенита, сфалерита и пирротина рассеяны в матриксе.

Ti-REE минерализация представлена рутилом, монацитом и эпидотом (рис. 37f). Монацит относится к цериевой разновидности, содержание ThO₂ до 1 мас. %. Рутил содержит 0.9 мас. % V₂O₅. Буланжерит содержит до 0.9 мас. % As и, подобно пириту и торианиту, образует обособленные включения в кварц-кальцит-хлоритовой основной массе (Prokoryev et al., 2019).

Теллуриды присутствуют в виде алтаита, гессита и петцита (рис. 37g), образуют включения до 10 мкм в пирите и основной массе, а так же - прожилки в кварцевых жилах. Алтаит содержит до 1.63 мас. % Ag, а гессит до 4.9 мас. % Au.

Самородное золото обнаружено в кварцевых жилах. Каплевидные и округлой формы золотины имеют размер 15-20 мкм (рис. 37i), а прожилки достигают нескольких десятков мкм (рис. 37h). Пробность золота высокая, содержание серебра – 0.39–2.34 мас. % (Prokoryev et al., 2019).

5.6. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования щелочных пород Верхнеамгинского массива.

По результатам ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронологических исследований получен возрастной спектр флогопита из образца дайки лампрофира (Обр. 13070). Он состоит из семи ступеней (рис. 38, табл. 17). Четыре последние ступени образуют возрастное плато, характеризующееся 90% выделенного ³⁹Ar и средневзвешенным возрастом, равным 117.7 ± 3.2 млн лет (Пономарчук и др., 2019б).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр флогопита из щелочного сиенита (Обр. 16081), состоит из шести ступеней (рис. 38, табл. 17). Четыре высокотемпературные ступени, формирующие возрастное плато, определяющее средневзвешенный возраст исследуемого образца интервалом 129.2 ± 2.3 млн лет. Количество выделенного ^{39}Ar в рамках возрастного плато соответствует 95% от общего объема ^{39}Ar , выделившегося из образца в ходе эксперимента (Пономарчук и др., 2019б).

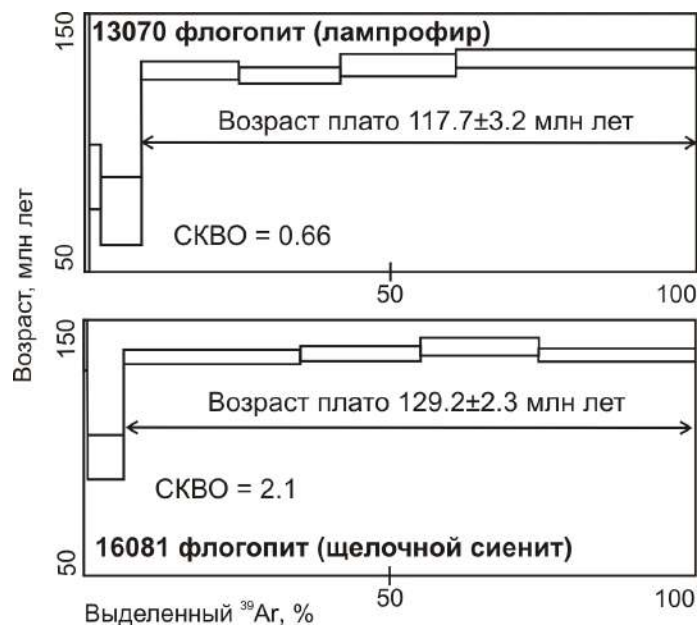


Рис. 38 Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мономинеральных фракций флогопита из дайки лампрофира (Обр. 13070) и флогопита из щелочного сиенита (Обр. 16081).

По полевому шпату из дайки лампрофира (Обр. 9079, рис. 39, табл. 17) получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастная спектр, состоящий из десяти ступеней (рис. 39). Восемь ступеней, можно объединить в возрастное плато. Средневзвешенный возраст полученного возрастного плато составляет 133.4 ± 1.8 млн лет. Объем выделенного в рамках возрастного плато ^{39}Ar достигает 85% (табл. 17). Полученный возраст соответствует возрасту закрытия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопной системы в полевом шпате образца и отвечает времени становления дайки лампрофира (Пономарчук и др., 2020).

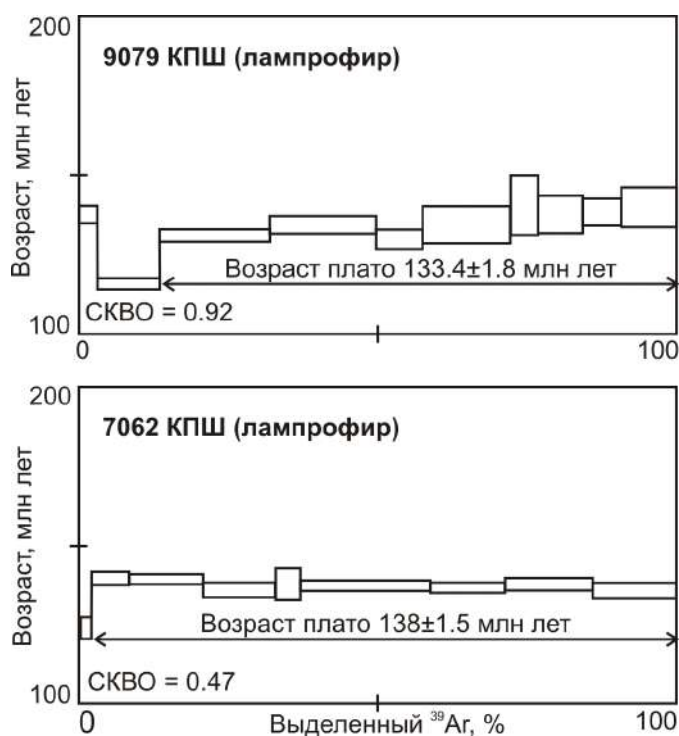


Рис. 39. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород Верхнеамгинского массива. Возрастные спектры КПШ из образцов лампрофиров 7062 и 9079.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр полевого шпата дайки лампрофира (обр. 7062, см. рис. 39, табл. 17), состоит из десяти ступеней. Восемь средне- и высокотемпературных ступеней образуют возрастное плато и определяют средневзвешенный возраст исследуемого образца интервалом 138 ± 1.5 млн лет. Количество выделенного ^{39}Ar в рамках возрастного плато составляет более 95 % от общего объема ^{39}Ar , выделившегося из образца в ходе эксперимента (Пономарчук и др., 2020).

По полевному шпату из щелочного сиенита (обр. 5088, рис. 40, табл. 17) получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр, насчитывающий девять ступеней (рис. 39). Четыре среднетемпературные ступени можно объединить в возрастное плато. Средневзвешенный возраст полученного возрастного плато отвечает интервалу 131.4 ± 1.5 млн лет. Объем выделенного в рамках возрастного плато ^{39}Ar достигает 60 % (табл. 17) (Prokoryev et al., 2019).

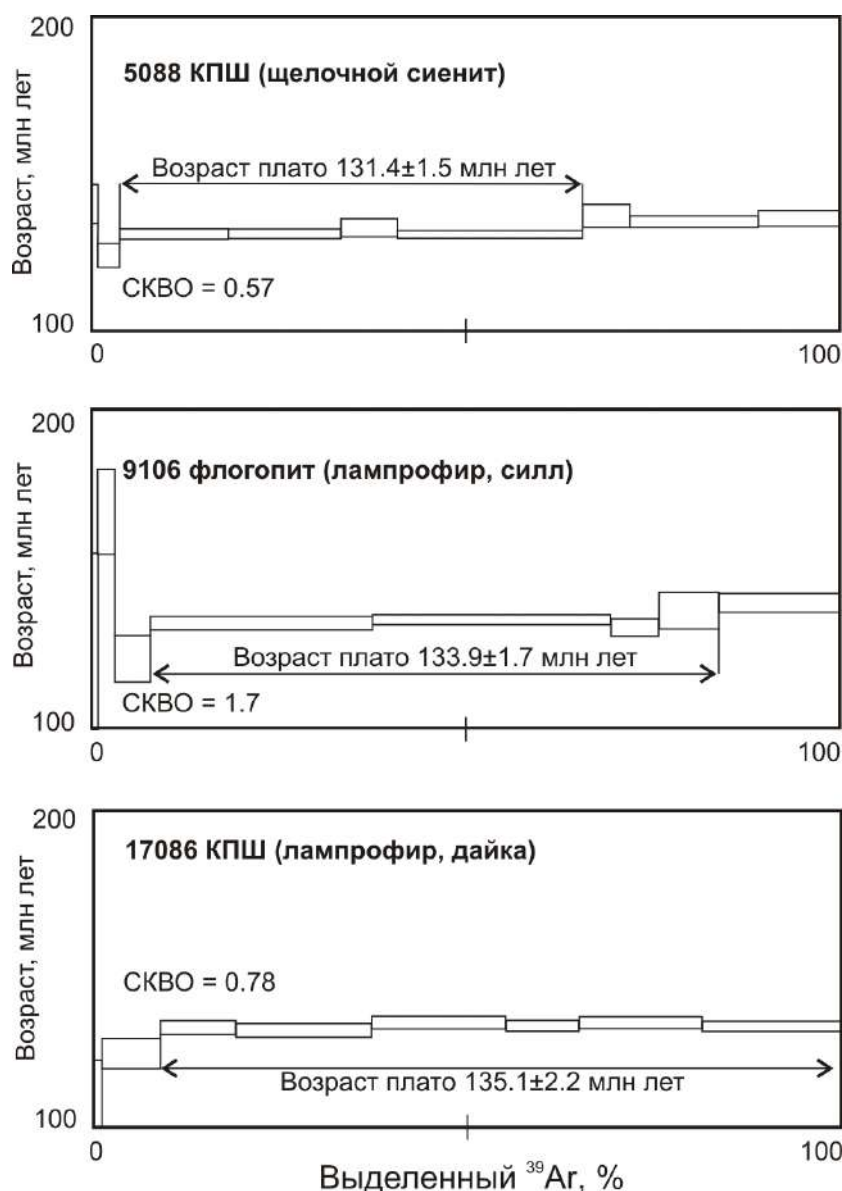


Рис. 40 . Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород Верхнеамгинского массива. Возрастные спектры КПШ из образца щелочного сиенита 5088; флогопита из образца силла лампрофира 9106; флогопита из образца дайки лампрофира 17086.

Возрастной спектр флогопита из образца силла лампрофира (обр. 9106) состоит из восьми ступеней (рис. 40, табл. 17). Четыре ступени формируют возрастное плато со средневзвешенным возрастом 133.9 ± 1.7 млн лет (Prokoryev et al., 2019). В возрастное плато входит 90% от выделенного в ходе эксперимента ^{39}Ar (табл. 17).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр полевого шпата из образца дайки лампрофира (обр. 17086) включает восемь ступеней (рис. 40, табл. 17). Все ступени, кроме первых двух, можно объединить в возрастное плато со средневзвешенным возрастом 135.1 ± 2.2 млн лет (Prokoryev et al., 2019). В

рамках этого возрастного плато объединяется более 85% от выделенного в ходе эксперимента ^{39}Ar (табл. 17).

5.7. Результаты U-Pb (SIMS/LA-ICP-MS, SHRIMP-II) датирования щелочных пород Верхнеамгинского массива.

Для определения U-Pb возраста пород Верхнеамгинского массива были отобраны цирконы из даек лампрофиров AM 45-18, AM 46-18 и щелочных сиенитов 16081. Цирконы лампрофиров представлены в виде обломков размером 200-400 мкм. В катодолюминесцентных изображениях наблюдается магматическая зональность (рис. 41). U-Pb результаты и характер распределения тория, урана и величины Th/U приведены в табл. 19.

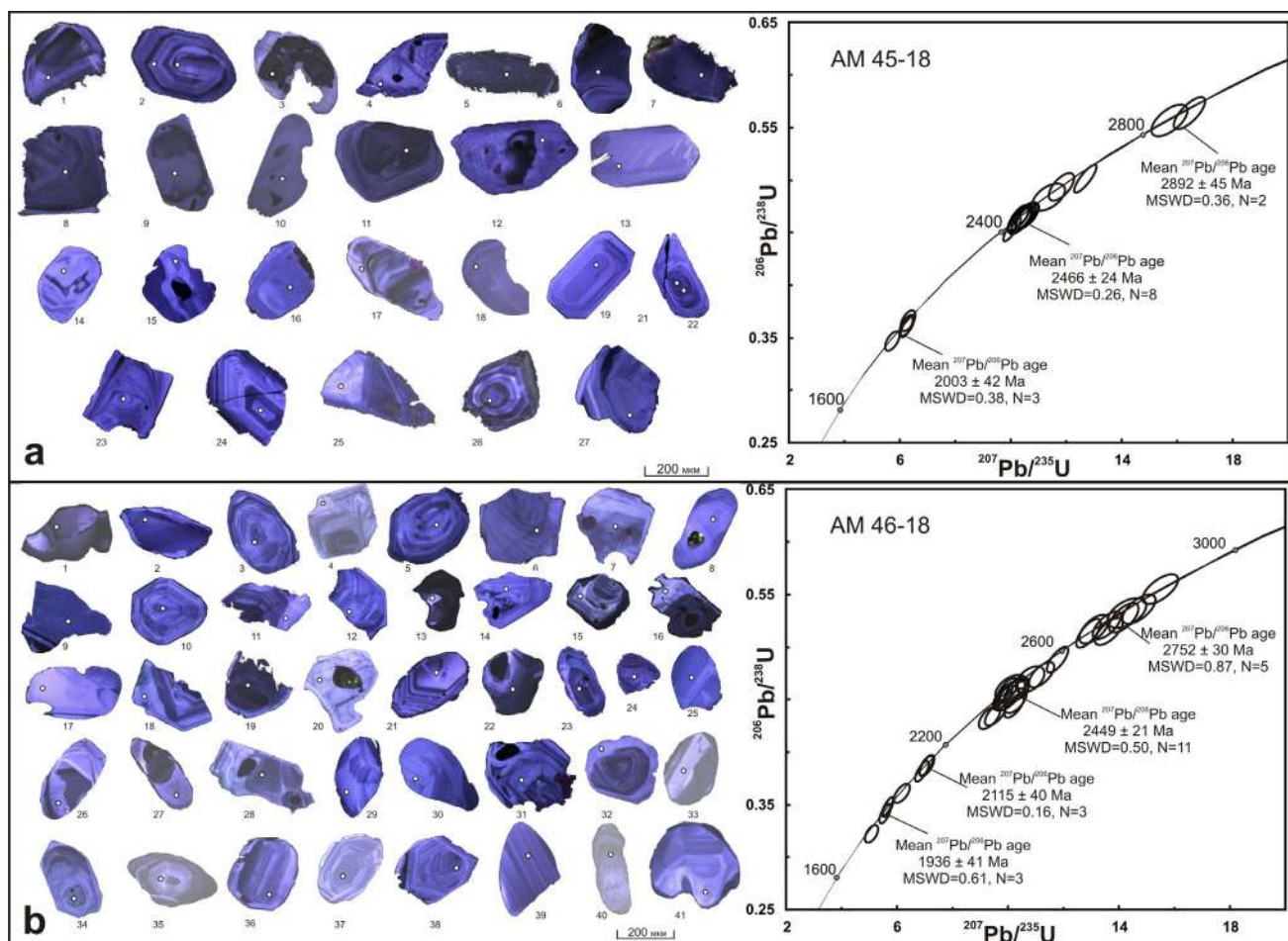


Рис. 41. Результаты U-Pb исследования цирконов из щелочных пород Верхнеамгинского массива AM 45-18 (a) и AM 46-18(b).

Экспериментально полученные результаты свидетельствуют о наличии трех кластеров возрастов: 1.9 – 2.1 млрд лет, 2.4 – 2.6 млрд лет и 2.7 – 2.9

млрд лет (рис. 41, табл. 19). При этом примерно 70% точек соответствует второй группе возрастов. Средневзвешенный возраст по этим группам результатов составляет 2466 ± 24 млн лет и 2449 ± 21 млн лет для образцов АМ 45-18 (рис. 41a) и АМ 46-18 (рис. 41b) соответственно (Пономарчук и др., 2020).

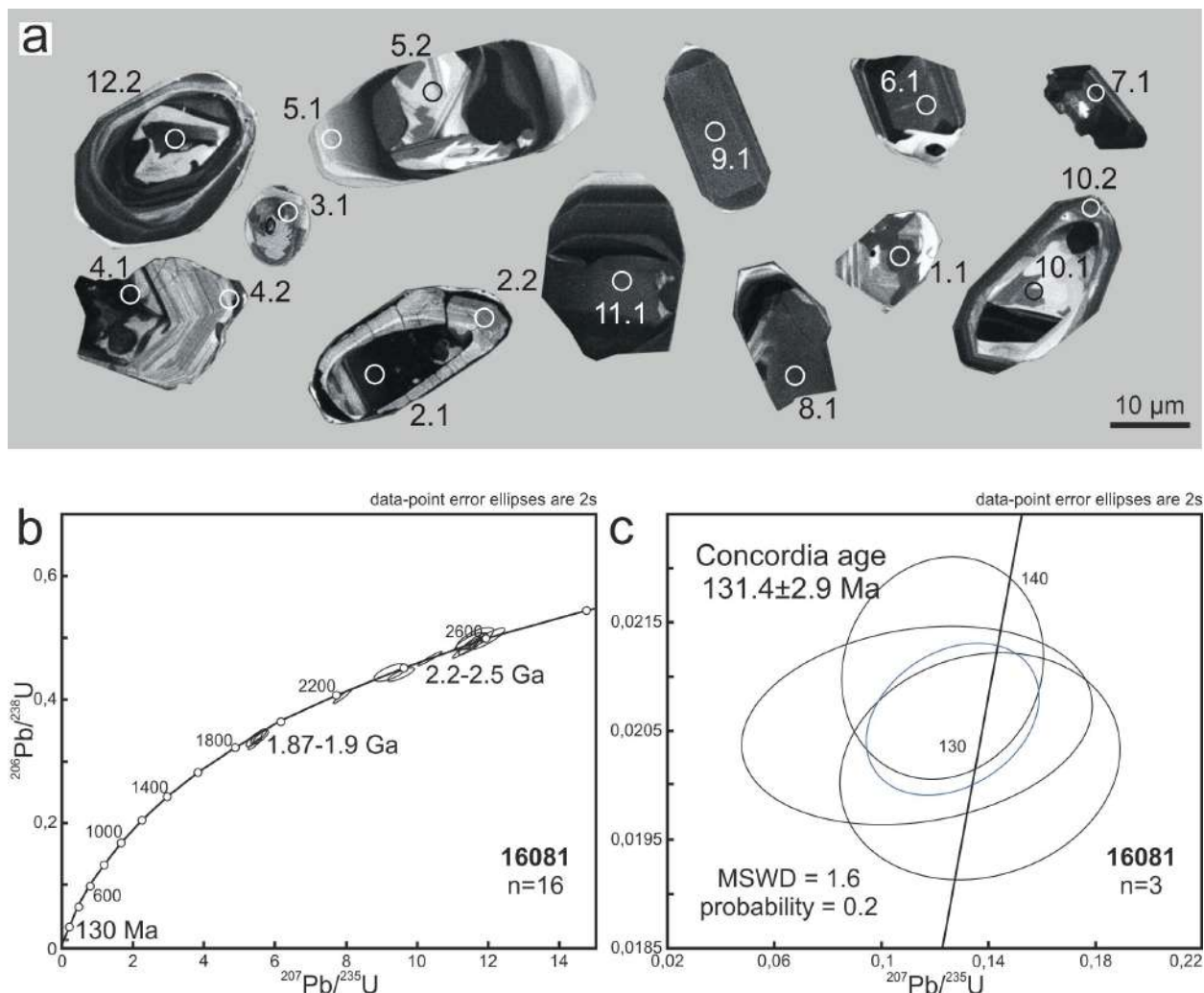


Рис. 42. Результаты U-Pb (SHRIMP-II) датирования цирконов щелочного сиенита 16081 Верхнеамгинского массива. (а) катодоллюминисцентные изображения цирконов; (б) конкордия для 16 точек; (с) конкордия с мезозойскими значениями возраста.

В щелочных сиенитах циркон является акцессорным минералом, находится в виде редких кристаллов в основной массе породы. Размер достигает 0.3 мм. Габитус призматический и бипирамидальный (рис. 42). На катодоллюминисцентных изображениях отчетливо видны многофазные структуры, иногда осцилляционная зональность (рис. 42). Th/U варьируется от 0.3 до 1.06 (табл. 18). По результатам U-Pb (SHRIMP-II) датирования

цирконов образца 16081 выделенно 3 кластера конкордантных возрастов: мезозойский - 131.4 ± 2.9 млн лет (3 точки) и докембрийские – 1.87 - 1.9 млрд лет (4 точки), 2.2 – 2.5 млрд лет (9 точек) (Prokoryev at al., 2019).

5.8. Обсуждение результатов.

Возрастные характеристики. Ранее был опубликован Rb-Sr возраст Верхнеамгинского массива, он составил 140 ± 7 млн лет (Анисимова, 2016). Стоит отметить что, изохрона построена по точкам валовых проб пород, как магматических, так и метасоматических, и в условиях длительного и многофазного формирования массива, такая датировка носит скорее оценочный характер. Результаты датирования лампрофиров трубки Огонек и дайки Алданская $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом отвечают значениям 137.8 ± 1.2 млн лет и 157.0 ± 1.6 млн лет соответственно (Nikolenko et al., 2020). В ходе $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датирования исследовались щелочные сиениты, дайки и силлы лампрофиров Верхнеамгинского массива. По результатам исследований получен возраст образца щелочного сиенита 16081 – 129.2 ± 2.3 млн лет по флогопиту ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод (Пономарчук и др., 2019б), а возраст цирконов этого образца составляет 131.4 ± 2.9 млн лет (Prokoryev at al., 2019). Полученный разными геохронологическими методами возраст формирования сиенитов совпадает в пределах ошибки. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст полевого шпата из образца щелочного сиенита 5088 (131.4 ± 1.5 млн лет) так же подтверждает полученный результат (Prokoryev at al., 2019). Возраст флогопита из силла лампрофира (9106) составляет 133.9 ± 1.7 млн лет (Prokoryev at al., 2019), что чуть древнее возраста образования щелочных сиенитов. Внедрение даек лампрофиров, по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований, происходило в течение всего периода мезозойской магматической активности на площади массива: возрасты становления полевых шпатов образцов 7062, 9079 и 17086 – 138 ± 1.5 млн лет, 133.4 ± 1.8 млн лет и 135.1 ± 2.2 млн лет соответственно (Пономарчук и др., 2020), а возраст формирования флогопита образца 13078 составляет 117.7 ± 3.2 млн лет (Пономарчук и др., 2019б).

U-Pb (SIMS/LA-ICP MS, SHRIMP-II) анализ цирконов из образцов лампрофиров (Ам 45-18 и Ам 46-18) и щелочного сиенита 16081 показал наличие в каждом двух кластеров возрастов – 2,6 – 2,2 и 2,0 – 1,8 млрд лет (Prokoryev et al., 2019; Пономарчук и др., 2020). Подобные возрастные рубежи неоднократно встречались в цирконах мезозойских щелочных пород Алдано-Станового щита. Возрасты цирконов 2.6 и 1.9 млрд лет отмечены для сиенитов, щелочных сиенитов и лампрофиров Рябинового массива Центрально-Алданского района (Шатов и др., 2012). Цирконы в кварцевом монцодиорит-порфире щелочного обрамления массива Инагли Центрально-Алданского района, также, помимо мезозойского возраста кристаллизации, характеризуются группами докембрийских возрастов – 1888 ± 31 и 2380 ± 33 млн лет (Ибрагимова и др., 2015). Возраст ядер цирконов кварцевого сиенит-порфира того же массива имеет конкордатные значения 1924 и 1920, 2566 ± 48 млн лет (Ибрагимова и др., 2015). При U-Pb (SHRIMP-II) исследованиях образцов цирконов из субщелочных гранодиоритов, кварцевых диоритов и аляскитов Кеткапско-Юнской магматической провинции получены, в том числе, и группы возрастов 2020 - 2063 млн лет (Полин и др., 2012). Для трахитов Желтулинского массива получены докембрийские возрасты цирконов 2473 ± 37 и 2684 ± 35 млн лет (Гузев и др., 2021). Наиболее вероятно, что эти цирконы являются ксеногенными, поскольку в строении центральной части Алдано-Станового щита архейские и раннепротерозойские гранитоиды имеют исключительно широкое распространение. Становление интрузий гранитоидов нелюкинского комплекса произошло в интервале 2398 ± 4 - 2522 ± 2 млн лет (U-Pb метод по циркону (Котов и др., 2004). Ортогнейсы тимптонского комплекса имеют возраст 2011 ± 2 млн лет (U-Pb метод по циркону (Котов и др., 1995)). Субщелочные биотитовые и лейкократовые граниты западной части Нимнырского террейна, по данным U-Pb датирования, образовались 2487 ± 5 млн лет назад (Сальникова, 1993). Для метаандезитов Балаганахского зеленокаменного пояса и Федоровской толщи (U-Pb метод по циркону)

получена оценка возраста 2006 ± 3 млн лет (Великославинский и др., 2003; 2006). Биотит-амфиболовые гнейсограниты Амгинской зоны тектонического меланжа имеют возраст 2484 ± 5 млн лет (U-Pb метод по циркону (Сальникова, 1993)), а возраст лейкосом мигматитов составляет 1895 ± 14 млн лет (U-Pb метод по циркону (Nutman et al., 1992)). Внедрение магнезиокарбонатитов Нимнырской зоны датируется интервалом 1903 - 1880 млн лет (U-Pb метод по циркону (Prokoryev et al., 2017)).

Петрогенезис и источники вещества.

Полученная петролого-геохимическая характеристика лампрофиров, монзонитов и щелочных сиенитов Верхнеамгинского массива свидетельствуют в пользу процесса кристаллизационной дифференциации всех разновидностей пород из единого щелочного расплава. Подобные механизмы кристаллизации из единого расплава высококалиевого состава с кристаллизацией лампрофиров, монзонитов и щелочных сиенитов были описаны для Рябинового массива Алдан-Станового щита (Chayka et al., 2020).

Значительное отличие гранитов по петролого-геохимической характеристике, начальным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношениям и $\epsilon\text{Nd}(T)$ значениям от щелочных пород Верхнеамгинского массива можно обосновать образованием гранитов в результате корового анатексиса, связанным с периодом становления щелочной интрузии. Подобный механизм образования даек гранитов был отмечен нами на Желтулинском массиве (Doroshkevich et al., 2020).

На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ против $\epsilon\text{Nd}(t)$ (см. рис. 36) точки составов щелочных пород Верхнеамгинского массива лежат в области значений для мезозойских щелочных магматических пород Алдан-Станового щита, и, в том числе, для изученных щелочных пород Ыллымахского и Желтулинского массивов. Это свидетельствует в пользу их образования из схожих изотопно обогащенных источников. Согласно численным расчётам, источник вещества щелочных пород Верхнеамгинского массива обогащался относительно деплетированной мантии в раннем докембрии. Исследование

Sm-Nd изотопных систем щелочных пород Желтулинского и Ыллымахского массивов показало аналогичный процесс изотопной эволюции источников вещества, обогащение которых относительно деплетированной мантии происходило в период позднего архея-палеопротерозоя. Анализ данных по изотопии Pb щелочных пород Желтулинского массива также подтверждает возможность докембрийского обогащения мантийного источника (Doroshkevich et al., 2020).

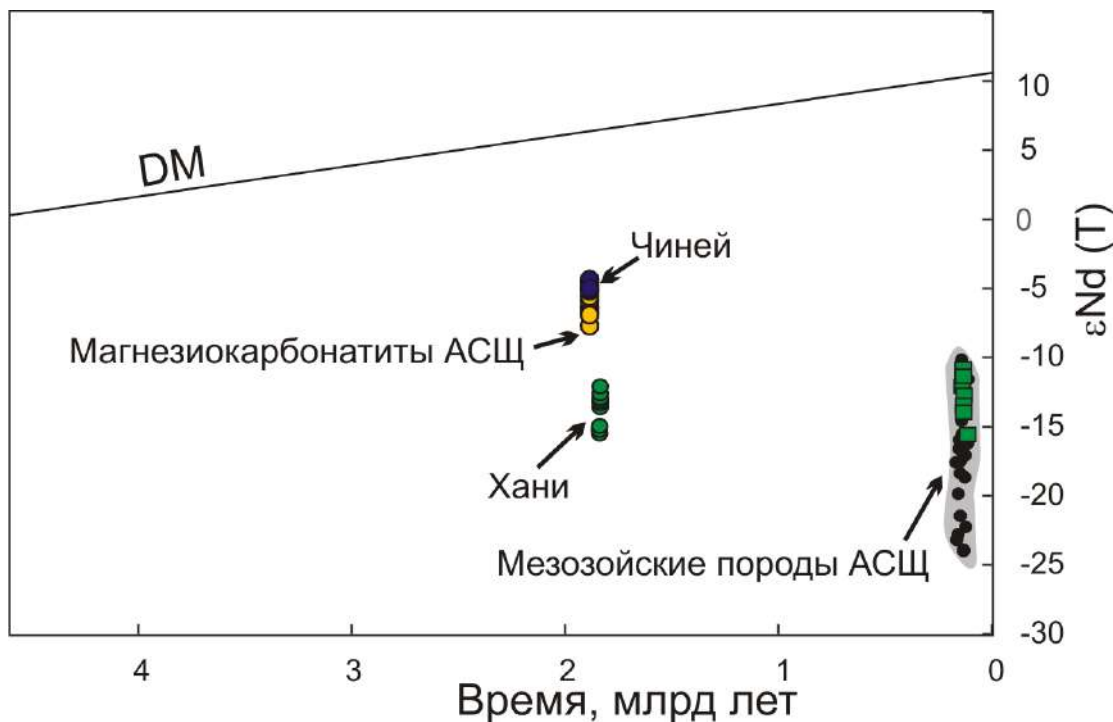


Рис. 43. ϵNd vs возраст для массивов Алдано-Станового щита (АСЩ). Данные по магнезиокарбонатам (Doroshkevich et al., 2018; Пономарев и др., 2021), по Чинейской расслоенной интрузии габбро (Гонгальский и др., 2008), по палеопротерозойским пироксенитовым массивам р. Хани (Vladykin, 2005, наши неопубликованные данные) и по позднемезозойским щелочным комплексам Алдано-Станового щита (массивы: Рябиновый, Маломурунский, Ломамский, Якокутский, Томмотский; Ыллымахский, Желтулинский, Верхнеамгинский (Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006; Doroshkevich et al., 2020; Васюкова и др., 2020)) Зеленые квадраты-результаты изложенные в данной работе.

Полученные Nd изотопные характеристики исследуемых пород схожи с таковыми для разновозрастных магматических, в том числе, щелочных комплексов Алдано-Станового щита (рис. 43): палеопротерозойские магнезиокарбонаты Нимнырской металлогенической зоны (Селигдар, Бирикеев, Усть-Чульман, Дорожное, Муосталах) (Doroshkevich et al., 2018; Пономарев и др., 2021), палеопротерозойские пироксенитовые массивы р. Хани (Vladykin, 2005, наши неопубликованные данные) и Чинейская

расслоенная интрузия габбро (Гонгальский и др., 2008), мезозойские высококалийные щелочные комплексы (в том числе, лампрофиры) Алдано-Станового щита (Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006). Эти данные позволяют предполагать, что литосферная мантия под Алдано-Становым щитом была метасоматизирована в достаточно большом масштабе в архей-палеопротерозойский период.

Учитывая особенности состава исследованных щелочных пород (высокие K, Ba, Rb, преобладание K над Na, высокие La/Yb и Gd/Yb и тд), вероятно, что генерация первичных расплавов происходила при частичном плавлении метасоматизированного флогопит- и гранат-содержащего перидотита.

Таким образом, основываясь на результатах исследований Желтулинского и Верхнеамгинского массивов можно сформулировать второе защищаемое положение:

Внедрение основного объема щелочных сиенитов Верхнеамгинского массива происходило в интервале 132 - 129 млн лет, а даек и силлов на протяжении всей магматической активности – 138-117 млн лет. Период формирования Желтулинского массива составляет 122-113 млн лет. Выделяется два цикла внедрения магм со становлением (1) лейкократовых и меланократовых сиенитов, (2) фойдитовых монзонитов. Золоторудные метасоматиты (121.5 ± 1.6 млн лет) связаны с ранними фазами массива.

Анализ и обобщение изотопных (Sr, Nd, Pb) данных по изученным щелочным породам Ыллымахского, Желтулинского и Верхнеамгинского массивов позволяет сформулировать третье защищаемое положение:

Формирование расплавов для щелочных пород Ыллымахского, Желтулинского и Верхнеамгинского массивов происходило с участием долгоживущего изотопно – обогащенного мантийного источника, образованного в раннем докембрии.

Таблица 18. Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования сиенита 16081 Верхнеамгинского массива. Ошибки указаны $\pm 2\sigma$; Pb* - радиогенный свинец. Обычный свинец скорректирован используя ^{204}Pb .

Sample/ point	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	^{232}Th $/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) ^{206}Pb $/^{238}\text{U}$ Age	(1) ^{207}Pb $/^{206}\text{Pb}$ Age	% Dis- cor- dant	(1) $^{207}\text{Pb}^*$ $/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*$ $/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*$ $/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	Err corr
16081_1.1	0.11	198	155	0.81	85.7	2629 ± 30	2508 ± 12	-5	0.1651	0.7	11.46	1.5	0.5035	1.4	0.891
16081_2.1	0.03	737	285	0.40	263	2236 ± 24	2203.4 ± 6.9	-1	0.13809	0.4	7.9	1.3	0.4147	1.3	0.956
16081_2.2	0.12	233	93	0.41	90.2	2395 ± 28	2388 ± 13	0	0.1538	0.74	9.54	1.6	0.45	1.4	0.885
16081_3.1	0.13	236	140	0.61	71.1	1937 ± 24	1876 ± 19	-3	0.1147	1	5.543	1.8	0.3504	1.4	0.804
16081_4.1	0.11	686	47	0.07	199	1876 ± 21	1905 ± 10	2	0.11661	0.58	5.431	1.4	0.3378	1.3	0.911
16081_4.2	0.01	163	69	0.44	63.4	2410 ± 28	2322 ± 23	-4	0.1479	1.4	9.24	2	0.4532	1.4	0.716
16081_5.1	0.07	219	66	0.31	65.6	1929 ± 23	1901 ± 17	-1	0.1164	0.96	5.595	1.7	0.3487	1.4	0.818
16081_5.2	0.10	108	44	0.43	47	2650 ± 32	2516 ± 20	-5	0.1658	1.2	11.63	1.9	0.5084	1.5	0.771
16081_6.1	0.64	213	97	0.47	3.88	134.5 ± 2.6		-274	0.0419	13	0.122	13	0.02108	2	0.153
16081_7.1	1.14	575	591	1.06	10.2	131 ± 2.4		-362	0.0401	23	0.114	23	0.02053	1.9	0.079
16081_8.1	0.09	316	152	0.50	136	2613 ± 29	2536 ± 10	-3	0.1678	0.61	11.56	1.5	0.4997	1.3	0.909
16081_9.1	0.14	288	168	0.60	85.4	1911 ± 23	1861 ± 19	-3	0.1138	1.1	5.415	1.7	0.3452	1.4	0.793
16081_10.1	0.07	107	55	0.53	46.7	2648 ± 34	2566 ± 14	-3	0.1708	0.86	11.96	1.8	0.5079	1.5	0.873
16081_10.2	0.92	184	109	0.61	3.23	129 ± 2.6		12	0.0489	16	0.136	16	0.02021	2	0.129
16081_11.1	0.01	433	239	0.57	183	2586 ± 28	2532.4 ± 7	-2	0.16745	0.42	11.39	1.4	0.4935	1.3	0.952
16081_12.1	0.02	589	442	0.77	241	2510 ± 27	2432.1 ± 6.7	-3	0.15779	0.4	10.36	1.4	0.476	1.3	0.956

Таблица 19. Результаты U-Pb (SIMS/LA-ICP MS) датирования пород (АМ 45-18 и АМ 46-18) Верхнеамгинского массива

№	Th/U	206Pb, ppm	U, ppm	Изотопные отношения								Возраст, млн.лет							
				Pb207/Pb206	1σ	Pb207/U235	1σ	Pb206/U238	1σ	Pb208/Th232	1σ	Pb207/Pb206	1σ	Pb207/U235	1σ	Pb206/U238	1σ	Pb208/Th232	1σ
1	0.70	328	796	0.15665	0.00309	9.85322	0.2011	0.45297	0.00759	0.15081	0.00256	2420	33	2421	19	2409	34	2839	45
5	1.07	69	140	0.19488	0.00392	14.69975	0.39444	0.53688	0.00907	0.14855	0.00259	2784	33	2796	26	2770	38	2799	46
9	1.02	132	415	0.12068	0.00244	5.64852	0.12715	0.34821	0.00584	0.09369	0.00164	1966	36	1924	19	1926	28	1810	30
10	1.14	74	144	0.2072	0.00421	15.45234	0.43002	0.55577	0.0094	0.14886	0.00266	2884	33	2844	27	2849	39	2805	47
11	0.79	28	67	0.16216	0.0035	10.09813	0.37078	0.4611	0.00796	0.13236	0.00262	2478	36	2444	34	2444	35	2513	47
12	0.94	64	147	0.16156	0.00341	10.77276	0.34818	0.47007	0.00801	0.13281	0.00252	2472	35	2504	30	2484	35	2521	45
13	0.22	104	290	0.13135	0.0027	7.06219	0.17182	0.38831	0.00653	0.11347	0.00228	2116	36	2119	22	2115	30	2172	41
14	1.44	86	213	0.15823	0.00327	9.55176	0.24631	0.43655	0.00735	0.12073	0.0022	2437	35	2393	24	2335	33	2304	40
15	0.73	28	94	0.1124	0.00246	5.05317	0.15273	0.32338	0.00551	0.09502	0.00187	1839	39	1828	26	1806	27	1835	35
17	0.52	67	136	0.19116	0.00407	14.25565	0.46747	0.53307	0.00907	0.16644	0.00342	2752	35	2767	31	2754	38	3112	59
20	0.89	36	85	0.15782	0.00341	9.92605	0.30769	0.45245	0.00768	0.12837	0.00259	2433	36	2428	29	2406	34	2441	46
21	1.21	103	233	0.1838	0.00363	12.89758	0.29478	0.51373	0.00873	0.14859	0.00253	2688	32	2672	22	2673	37	2800	45
22	0.57	325	1064	0.11823	0.00232	5.66053	0.10837	0.34897	0.00589	0.10364	0.00175	1930	35	1925	17	1930	28	1993	32
25	0.51	80	172	0.19445	0.00387	14.16719	0.35715	0.52844	0.00896	0.1474	0.00263	2780	32	2761	24	2735	38	2779	46
26	0.21	133	376	0.13019	0.00258	7.04295	0.14757	0.38736	0.0065	0.11012	0.00198	2101	34	2117	19	2111	30	2112	36
27	0.85	67	215	0.11704	0.00238	5.55987	0.13469	0.34212	0.00577	0.09899	0.00172	1912	36	1910	21	1897	28	1908	32
28	0.96	84	201	0.16013	0.00321	9.97226	0.24549	0.45884	0.00772	0.12598	0.00217	2457	33	2432	23	2434	34	2398	39
29	1.13	63	134	0.18791	0.00379	13.09341	0.3574	0.51749	0.00873	0.13984	0.00243	2724	33	2686	26	2689	37	2646	43
30	0.60	32	95	0.12257	0.00259	6.1709	0.18548	0.36098	0.00613	0.10233	0.00194	1994	37	2000	26	1987	29	1969	36
31	1.14	82	199	0.16162	0.0033	9.32856	0.25252	0.43313	0.00727	0.11792	0.00206	2473	34	2371	25	2320	33	2253	37
32	1.00	95	217	0.16142	0.00327	10.2971	0.26654	0.46115	0.0077	0.13026	0.00226	2471	34	2462	24	2445	34	2475	40
33	0.11	711	1627	0.15574	0.00306	9.71782	0.18136	0.45289	0.00747	0.13052	0.00226	2410	33	2408	17	2408	33	2480	40
34	1.30	73	158	0.16367	0.00332	11.19789	0.29836	0.47455	0.00791	0.13873	0.0024	2494	34	2540	25	2504	35	2626	43
35	0.27	211	572	0.13224	0.00266	6.88253	0.15305	0.3828	0.00633	0.1445	0.00271	2128	35	2096	20	2089	30	2728	48
37	1.35	136	298	0.16041	0.00323	10.21105	0.23297	0.45668	0.00751	0.12872	0.00221	2460	34	2454	21	2425	33	2447	40
38	1.02	89	198	0.16088	0.00326	10.21284	0.24164	0.44501	0.00732	0.13476	0.00234	2465	34	2454	22	2373	33	2555	42
39	0.50	95	180	0.18724	0.0038	13.54506	0.34516	0.52146	0.00858	0.16198	0.00294	2718	33	2718	24	2705	36	3034	51
40	0.48	174	350	0.17383	0.0035	11.77483	0.25603	0.48837	0.00798	0.15422	0.00271	2595	33	2587	20	2564	35	2899	47
41	0.45	166	315	0.18208	0.00369	13.62277	0.32676	0.51554	0.00844	0.1589	0.00286	2672	33	2724	23	2680	36	2981	50
42	0.68	43	91	0.15651	0.00335	10.21261	0.34676	0.45877	0.00766	0.15773	0.00302	2418	36	2454	31	2434	34	2960	53
43	0.85	91	194	0.15979	0.00328	10.27655	0.25479	0.44943	0.00735	0.13293	0.00237	2453	34	2460	23	2393	33	2523	42

Таблица 21. Результаты микрозондовых анализов пироксенов и амфиболов из пород Верхнеамгинского массива, масс %.

Амфибол	Щелочные сиениты									Клинопироксен	Щелочные сиениты					
	Щелочные сиениты				Лампрофиры						Щелочные сиениты			Лампрофиры		
SiO ₂	55.3	55.77	39.54	55.28	45.57	42.68	51.49	46.42	55.32	SiO ₂	56.91	56.48	50.42	51.52	51.64	53.08
TiO ₂	0.00	0.00	1.72	0.00	0.78	1.18	0.00	0.82	0.00	TiO ₂	0.00	0.00	0.78	0.5	0.55	0.42
Al ₂ O ₃	1.61	2.06	12.68	1.53	10.75	13.15	4.91	9.05	1.19	Al ₂ O ₃	1.59	1.44	4.08	2.87	2.82	2.06
MnO	0.26	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00	0.41	0.44	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.22	0.66	0.75
FeO	8.92	8.97	20.12	11.78	13.5	14.9	11.48	12.3	9.08	FeO	12.62	12.71	7.18	4.85	4.53	3.95
MgO	18.92	19.05	7.45	16.83	13.96	12.3	17.05	14.76	18.39	MgO	17.26	16.45	14.34	15.39	15.37	16.52
CaO	11.24	12.86	11.01	12.27	11.18	10.96	10.63	11.33	12.72	CaO	12.62	12.65	23.06	23.49	23.55	23.42
Na ₂ O	0.2	0.46	2.17	0.38	1.85	2.25	1.01	1.46	0.00	Na ₂ O	0.00	0.36	0.47	0.24	0.00	0.18
K ₂ O	0.31	0.18	2.00	0.11	0.93	0.86	0.24	0.78	0.00	Total	101.00	100.09	100.33	99.08	99.12	100.38
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.3	0.62	0.17	0.24	0.00							
Total	96.76	99.35	97.12	98.18	98.82	98.9	97.39	97.6	96.7							
Formulae based on 24 atoms of oxygen, apfu										Formulae based on 6 atoms of oxygen, apfu						
Si	7.862	7.729	6.147	7.844	6.6	6.238	7.355	6.735	7.876	Si	2.000	2.000	1.853	1.907	1.916	1.934
Al	0.27	0.337	2.323	0.256	1.835	2.265	0.826	1.548	0.2	Ti	0.000	0.000	0.022	0.014	0.015	0.012
Ti	0.000	0.000	0.201	0.000	0.085	0.13	0.000	0.09	0.000	Al	0.069	0.063	0.177	0.125	0.123	0.088
Fe ³⁺	0.003	0.146	0.123	0.085	0.295	0.504	0.42	0.501	0.049	Fe ³⁺	0.000	0.000	0.107	0.044	0.000	0.012
Fe ²⁺	1.057	0.894	2.493	1.313	1.34	1.317	0.951	0.992	1.033	Cr ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.006	0.019	0.022
Mg	4.01	3.936	1.727	3.56	3.014	2.68	3.631	3.193	3.903	Fe ²⁺	0.389	0.395	0.114	0.106	0.141	0.108
Mn	0.031	0.000	0.057	0.000	0.000	0.000	0.05	0.054	0.000	Mg	0.948	0.912	0.786	0.849	0.850	0.897
Ca	1.712	1.91	1.834	1.865	1.735	1.716	1.627	1.761	1.94	Ca	0.498	0.504	0.908	0.931	0.936	0.914
Na	0.055	0.124	0.654	0.105	0.52	0.638	0.28	0.411	0.000	Na	0.000	0.026	0.033	0.017	0.000	0.013
K	0.056	0.032	0.397	0.02	0.172	0.16	0.044	0.144	0.000	Minals						
OH	2	2	2	2	1.926	1.846	1.959	1.941	2	Aeg	0.0	0.0	2.9	1.6	0.0	1.1
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.074	0.154	0.041	0.059	0.000	Fts	0.0	0.0	3.2	1.2	0.0	0.0
Minerals	Act	Act	Fprg	Act	Prg	Mhs	Mfhbl	Mfhbl	Act	Jd	0.0	2.6	2.9	1.6	0.0	0.1
										Ti-Aeg	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
										Ti-Ts	0.0	0.0	1.9	1.3	1.4	1.1
										Al-Ts	7.0	6.3	15.3	11.3	11.3	7.3
										Di	35.8	35.3	61.3	71.4	72.2	76.3
										Hd	14.7	15.3	8.9	8.9	11.9	9.2
										En	30.1	28.2	3.3	2.6	2.7	4.4
										Fs	12.4	12.2	0.5	0.3	0.5	0.5

Таблица 22. Содержание химических элементов в магматических породах Верхнеамгинского массива, вес %.

	Лампрофиры								Монзониты				Граниты		Щелочные сиениты				
	6090	5077	5078	5105	9040/3	9079	17086	17093/2	22134	22141	16074/1	13039/1	7081	22137	7080/2	7033/1	7099	13068/1	16104
SiO₂	43.5	47.1	49.1	45.2	40.1	48.4	51.3	51.1	51.7	51.9	51.7	50.2	77.5	71.1	59.9	63.2	55.3	53.9	56.9
TiO₂	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8	0.9	0.5	0.8	0.6	0.6	0.2	0.2	0.3	0.6	0.6	0.6	0.3
Al₂O₃	13.9	12.5	15.4	13.7	12.3	12.8	14.1	13.7	13.1	13.7	13.4	14.9	11.4	13.2	13.1	16.1	16.5	16.5	19.2
Fe₂O₃	8.8	8.0	5.7	8.2	7.0	7.5	6.0	6.4	8.3	9.6	9.1	7.6	1.8	1.1	1.6	3.4	4.3	1.8	4.1
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1
MgO	6.7	8.2	5.9	7.5	5.7	5.0	7.3	6.8	4.9	5.0	5.0	4.3	0.7	0.3	1.5	1.1	1.5	1.4	0.7
CaO	6.1	6.7	5.9	8.0	9.8	8.1	6.4	7.5	10.1	7.2	5.1	7.1	1.2	2.8	6.3	0.9	2.7	5.6	2.2
Na₂O	0.7	1.6	3.4	1.8	1.4	1.8	1.5	1.5	2.8	3.0	3.2	3.3	3.5	3.3	0.4	0.7	0.8	1.6	4.1
K₂O	9.7	6.6	5.5	7.3	5.6	6.2	8.4	8.1	3.1	4.1	4.6	4.4	2.5	5.2	10.4	11.9	13.0	11.2	10.1
P₂O₅	1.1	1.2	0.7	1.1	0.9	0.9	0.9	1.1	0.4	0.6	0.5	0.7	0.1	0.1	0.4	0.4	0.3	0.4	0.1
BaO	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1
SO₃	2,8	1,8	2,2	1,0	2,2	1,0	1,0	0,3	0,9	0,4	2,7	1,0	0,3	0,3	1,0	0,1	1,7	1,5	0,3
V₂O₅	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1
Cr₂O₃	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1
NiO	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1
LOI	5,17	4,28	4,23	4,34	13,21	6,59	1,13	1,48	4,10	3,03	3,27	5,51	0,75	2,18	4,86	0,92	2,57	4,38	0,88
SUM	99,6	99,2	99,2	99,5	99,4	99,8	99,4	99,4	100,1	99,6	99,4	100,0	99,8	99,8	99,8	100,2	99,8	99,3	99,0

Таблица 23. Содержания рассеянных элементов в породах Верхнеамгинского массива (ppm).

	Лампрофиры								Монциты				Граниты		Щелочные сиениты				
	6090	5077	5078	5105	9040/3	9079	17086	17093/2	22134	22141	16074/1	13039/1	7081	22137	7080/2	7033/1	7099	13068/1	16104
Rb	313	223	136	255	164	207	198	151	114	142	149	114	41	153	175	307	279	221	265
Sr	537	765	872	1106	471	768	884	533	521	671	386	996	532	183	119	636	408	569	1151
Y	20	18	15	13	14	18	17	13	21	22	16	15	3	9	11	26	21	18	9
Zr	206	211	197	138	110	222	264	167	144	106	148	129	65	106	141	258	298	262	309
Nb	7.1	8.0	6.7	5.4	4.8	8.1	7.8	6.0	8.1	7.8	6.7	5.2	4.5	6.9	3.6	9.1	10.9	9.0	9.0
Mo	2.0	5.5	5.7	2.6	2.1	1.0	1.0	1.2	1.0	0.7	3.2	0.6	0.8	0.5	0.6	1.1	3.3	4.8	7.6
Cs	2.7	5.5	1.3	3.6	1.1	1.4	2.1	1.4	2.3	1.5	2.7	0.7	0.5	1.0	1.0	1.8	0.8	1.3	3.8
Ba	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1
La	25.95	25.47	34.16	24.45	23.09	26.47	33.66	21.28	29.26	31.21	37.90	20.79	8.68	11.26	6.90	31.81	37.40	32.18	19.21
Ce	53.92	51.11	63.90	49.47	47.04	53.71	58.97	44.29	61.69	62.21	67.53	43.76	16.63	24.42	14.40	65.75	71.02	61.68	34.09
Pr	6.50	6.66	7.83	6.18	5.96	7.02	6.89	5.62	7.47	7.82	7.96	5.60	1.75	2.93	2.69	8.30	8.51	7.26	4.11
Nd	25.61	26.99	28.96	25.56	24.04	28.05	26.47	22.17	28.96	30.76	29.81	22.01	6.07	10.36	12.18	32.44	31.72	26.50	14.05
Sm	5.17	5.87	5.48	5.39	5.02	5.69	5.15	4.52	5.35	6.13	5.19	4.57	0.90	1.90	2.93	6.63	5.95	4.99	2.65
Eu	1.32	1.26	1.50	1.44	1.19	1.43	1.20	1.16	1.29	1.49	1.29	1.19	0.22	0.41	0.70	2.10	1.75	1.47	0.69
Gd	4.82	4.53	4.62	4.51	4.38	4.95	4.62	3.97	4.94	5.39	4.27	4.01	0.79	1.66	2.87	6.39	5.52	4.52	2.21
Tb	0.62	0.63	0.60	0.54	0.54	0.66	0.63	0.51	0.69	0.75	0.60	0.48	0.11	0.24	0.35	0.89	0.73	0.56	0.30
Dy	3.79	3.10	2.84	2.51	2.51	3.11	2.98	2.50	3.43	3.70	2.83	2.66	0.60	1.13	2.06	5.25	4.22	3.32	1.73
Ho	0.66	0.57	0.51	0.42	0.45	0.63	0.57	0.45	0.72	0.72	0.54	0.48	0.12	0.27	0.39	0.96	0.78	0.60	0.30
Er	1.90	1.52	1.40	1.13	1.16	1.61	1.46	1.20	1.94	2.00	1.58	1.40	0.36	0.77	0.99	2.69	2.15	1.82	0.84
Tm	0.27	0.22	0.21	0.15	0.15	0.24	0.21	0.18	0.30	0.30	0.24	0.20	0.06	0.12	0.15	0.39	0.31	0.27	0.14
Yb	1.61	1.37	1.25	0.87	0.90	1.47	1.40	1.13	1.70	1.85	1.46	1.23	0.33	0.86	0.90	2.24	2.06	1.70	0.89
Lu	0.22	0.21	0.20	0.13	0.13	0.23	0.21	0.16	0.26	0.30	0.23	0.18	0.05	0.12	0.12	0.33	0.30	0.24	0.13
Hf	4.57	5.32	5.08	3.50	2.96	5.67	6.76	4.54	3.72	3.09	3.76	3.00	1.67	3.27	3.18	5.81	6.57	5.85	7.30
Ta	0.35	0.39	0.36	0.24	0.21	0.45	0.39	0.33	0.51	0.54	0.36	0.30	0.13	0.57	0.13	0.46	0.57	0.48	0.51
Pb	14.16	9.73	7.00	20.42	59.14	13.75	18.93	6.45	10.13	8.46	11.61	8.46	8.53	14.61	6.74	35.16	11.19	6.15	42.47
Th	4.54	3.67	3.84	3.48	2.56	3.62	3.74	2.98	5.25	3.71	3.35	4.60	5.16	9.24	0.74	7.20	6.93	6.16	7.60
U	16.48	1.52	1.73	1.91	1.07	1.17	3.13	1.94	2.06	1.58	1.31	1.40	1.88	1.25	11.00	2.21	3.44	4.42	2.65

Глава 6. Обсуждение и обобщение полученных данных.

6.1. Возрастные интервалы мезозойского магматизма.

На основании современных геохронологических данных, в том числе и полученных в ходе выполнения данной работы, период формирования мезозойских щелочных и субщелочных пород Алдано-Станового щита можно ограничить интервалом 150-113 млн лет (рис. 44).

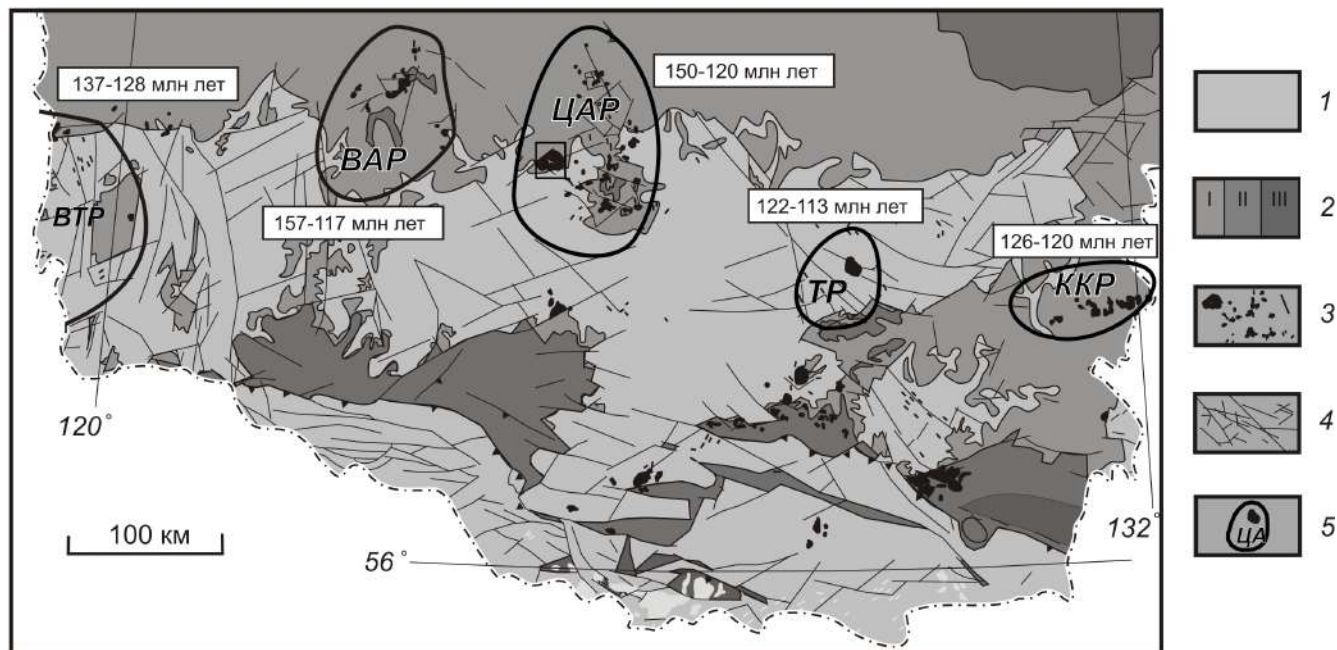


Рис. 44. Геохронологические рубежи щелочного магматизма в Чара-Алданской металлогенической зоне (Алдано-Становой щит) с геохронологическими данными (геологическая схема на основе (Дзевановский, 1972), рудные районы нанесены согласно (Ветлужских 1990), геохронологические данные согласно (Полин и др., 2012; Шатов и др., 2012; Молчанов и др., 2013; Ибрагимова и др., 2015; Шатова и др., 2017; Ivanov et al., 2018; Округин и др., 2018; Прокопьев и др., 2018; Prokopyev et al., 2019; Пономарчук и др., 2019a; 2019b; 2020; Васюкова и др., 2020; Nikolenko et al., 2020, Гузев и др., 2021a; 2021b; Гаськов и др., 2022)). Условные обозначения: 1 – фундамент щита; 2 – породы чехла: I – протерозойские песчаники и кембрийские известняки, II – юрские песчаники, III – меловые песчаники; 3 – мезозойские магматические породы; 4 – разломы; 5 – границы рудных районов, связанных с мезозойским щелочным магматизмом: ВТР – Верхнетокинский, ВАР – Верхнеамгинский, ЦАР – Централно-Алданский, ТР – Тырыкандинский, ККР – Кет-Капский.

Интервал становления пород Маломурунского массива Западной части Алдано-Станового щита составляет 137-128 млн лет (Wang et al., 2014; Ivanov et al., 2018; Иванов и др., 2018), отчетливо выделяется как минимум два эпизода: ранняя интрузивная и вулканическая стадии – 137-135 млн лет и 128-130 млн лет – поздняя интрузивная стадия, а формирование пород чароитового комплекса охватывает весь период магматической активности в пределах массива (Ivanov et al., 2018).

Формирование щелочных и субщелочных пород Верхнеамгинского массива происходило в период 138-117 млн лет (рис. 42). При этом щелочные сиениты формировались в интервале 131-129 млн лет, а дайки и силлы лампрофиров - 138-117 млн лет.

На основании данных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb и Rb-Sr датирования интервал формирования основных магматических фаз Рябинового массива составляет 150-120 млн лет (Гаськов и др., 2022; Шатов и др., 2012). Радиологический возраст серицит-микроклиновых метасоматитов в пределах рудного поля Рябиновое, по данным K-Ar метода, составляет 134 – 120 млн лет, а по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования основные рудопродуктивные стадии Рябинового массива, Куранахского рудного поля и Лебединого месторождения попадают в узкий интервал 137 ± 1 млн лет (Гаськов и др., 2022). Возраст метасоматитов Подголецного золоторудного месторождения Центрально-Алданского рудного района отвечает диапазону 132.4 ± 1.9 млн лет, и согласуется с заключительными стадиями оруденения Рябинового массива – 131.1 ± 1.6 млн лет (Гаськов и др., 2022).

Период формирования Ыллымахского составляет 142 - 125 млн лет. Внедрение щелочных пород массива Ыллымах носило импульсный характер, и согласуется с последовательностью кристаллизационной дифференциацию фельтшпатоидные сиениты- щелочные сиениты – граниты. Полученный возраст щелочных пород массива Инагли так же соответствует общим хронологическим закономерностям Центрально-Алданского района: 150 - 120 млн лет.

В восточных районах Алдано-Станового шита широко проявились только заключительные этапы мезозойского магматизма: для пород этих районов характерны монцонит-сиенитовая и диорит гранодиоритовая формации (Максимов, 1975). Время становления Джелтулинского массива, согласно полученным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным, составляет 122 - 113 млн лет. U-Pb данные по цирконам не противоречат этому результату, и составляют 120-115 млн лет (Гузев и др., 2021б). Магматизм Джелтулинского массива так же носит импульсный характер: фойдитовые монцониты, возрастом 113.2 ± 2.0 млн лет, маркируют

следующий этап внедрения расплавов, после формирования основной массы меланократовых и лейкократовых сиенитов, в интервале 122-120 млн лет. Возраст оруденения составляет 121.5 ± 1.6 млн лет, и связан ранним фазам массива – лейкократовым и меланократовым сиенитам.

Возраст образования мезозойских магматических пород Кеткапско-Юонской магматической провинции восточной части Алдано-Станового щита отвечает интервалу 126 - 120 млн лет (Полин и др., 2012), а возраст оруденения рудопроявления Виктория, по данным датирования полевого шпата из метасоматита, составляет 123.6 ± 1.2 млн лет (Полин и др., 2022).

6.2 Геодинамическая интерпретация.

Есть несколько точек зрения на причины и источники мезозойской тектоно-магматической активизации Алдано-Станового щита. Предполагается, что юго-восточная часть Алдано-Станового щита, в течение позднего триаса - поздней юры, представляла собой активную континентальную окраину с субдукцией океанической коры Монголо-Охотского бассейна на северо-западе (Зоненшайн и др., 1990; Максимов, 2003). Одновременно с процессом субдукции происходило сближение Амурского геоблока и Сибирской платформы, приведшее к их столкновению в раннем мелу (Парфенов, 1984). В результате подобного сочетания рифтогенеза и активной континентальной окраины, на смежных частях щита образовались кольцевые вулканоплутонические массивы (Кочетков и др., 1989), а субдуцированная океаническая кора участвовала в формировании всех материнских магматических очагов щелочных комплексов. Магматическая зональность проявляется в последовательно сменяющих друг друга по латерали с юга и юга-востока на северо-запад петрохимических свойствах магматических пород, когда каждая последующая ассоциация в ряду обладает более высокой калиевой щелочностью и более высокими содержаниями Rb, Ba и Sr (Максимов, 2003; 2010).

В качестве дальнейшего развития представлений о ведущей роли субдукции, на основе анализа геофизических, геологических и геохимических данных,

предложено появление в транзитной зоне мантии, в мезозойское время, стагнированного океанического слэба. Дегидратация пород слэба и сопутствующие этому явления способствовали вовлечению производных нижней мантии в восходящие верхнемантийные потоки и формированию в земной коре продуктивных рудно-магматических систем (Khomich et al., 2015; Хомич и др., 2010; 2016).

С другой стороны, мезозойский магматизм Алано-Станового щита, согласно (Nikiforov et al., 2019) является частью обширной позднемезозойской кабонатитовой провинции Центральной Азии. Кабонатитовый и щелочной магматизм этой провинции обусловлен деятельностью мантийного плюма и его ответвлениями.

Другая точка зрения фокусируется, главным образом, на внутриплитный характер мезозойского щелочного магматизма Алдано-Станового щита. Значительное удаление (500 - 600 км) от границ щита обуславливает лишь косвенное влияние процессов субдукции и коллизии – создание благоприятных условий для магмообразования и поступления расплавов к поверхности. Анализ опубликованных данных по мезозойским щелочным породам Алдано-Станового щита (Mitchell et al., 1994; Богатиков и др., 1985; Davies et al., 2006; Кононова и др., 1995) и проведенные петролого-геохимические и изотопно-геохимические исследования (Sr, Nd, Pb, O) щелочных пород Ыллымахского (Центрально-Алданский рудный район), Джелтулинского (Тыркандинский рудный район) и Верхнеамгинского (Верхнеамгинский рудный район) массивов свидетельствует в пользу того, что дискретные эпизоды внедрения магм имели единый источник расплавов и позволяют предполагать формирование первичных расплавов из древнего изотопно - неоднородного обогащенного мантийного источника (рис. 43), обогащение которого, согласно численным расчётам модельного возраста, относительно деплетированной мантии происходило в позднем архее-палеопротерозое (Васюкова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2020). Вероятно, что

обогащение источника было связано с крупными корообразующими событиями Сибирского кратона (Розен и др., 2022).

Геохронологические сведения по магматизму Верхне-Токкинского, Верхне-Амгинского, Центрально-Алданского, Тыркандинского и Кеткапско-Юнского районов свидетельствуют о более позднем становлении последних двух относительно прочих позднемезозойских магматических провинций Алдано-Станового щита (рис. 42). Мезозойская активизация щита может объясняться обстановкой скольжения литосферных плит, возникшей на границе юра – мел, сопровождаемой присдвиговым рифтингом и мантийным магмообразованием, обусловленной вращением против часовой стрелки Сибирского континента (Ханчук, 2006). С учетом геохронологических данных можно предположить, что мантийные очаги щёлочно-базитовых магм вначале возникли лишь в западной и центральной частях Алдано-Станового щита, и спустя 15 - 20 млн лет произошла их миграция в восточную часть. Остается открытым вопрос о смене преобладающей магматической формации – от лейцит щелочно-сиенитовой к монцонит-сиенитовой и диорит-гранодиоритовой. Так же, на основании имеющихся данных, данная модель не объясняет чуть более поздний магматизм Мурунского (137 - 128 млн лет) массива относительно Центрально-Алданских (150 - 120 млн лет) и Верхнеамгинского (157 - 117 млн лет).

Наблюдаемые временные закономерности магматической активности в различных районах могут объясняться тектоническим строением Алдано-Станового щита. Восточная и южная части щита, в отличие от центральной и западной, характеризуется широким развитием древних надвиго-сдвиговых систем, проявлениями которых на современном эрозионном срезе являются Тыркандинская и Каларская зоны тектонического меланжа, а в центральной части представлена лишь значительно менее масштабная Амгинская зона. На геофизическом разрезе, с запада на восток, именно по границе Тыркандинской зоны и Учурского террейна, наблюдается скачкообразный рост аномалий силы тяжести Δg от 60 до 100 мгл (Ханчук, 2006). Тектоническое строение Центрально-Алданского района, где мезозойский магматизм проявлен наиболее масштабно,

характеризуется сложностью и многоэтапностью. Установленные в Центрально-Алданском районе диагональные и ортогональные системы разломов имеют древнее, возможно, архейское заложение и неоднократно активизировались в ходе эволюции щита. Эти разломы проявлены широкими (до 15 км) протяженными (до сотен километров) зонами сближенных разрывов, сопровождающимися дроблением и метасоматическими изменениями пород, проявлениями разновозрастного магматизма. Якокутская и Селигдарская зоны разуплотнения, прослеживаются, по геофизическим данным, на сотни километров на юг и на север (Кочетков, 2006). Важными структурными магмо- и рудоконтролирующими элементами строения Центрального Алдана являются кольцевые структуры разных порядков - и блоковые структуры являются типичными для областей тектономагматической активизации и обычно контролируются разрывными нарушениями и их пересечениями. Рудный район приурочен к региональной кольцевой структуре древнего заложения, образованной в раннем архее на нуклеарной стадии формирования земной коры (Юмашев, Максимов, 1985). Центральный Алдан представляет активизированную в мезозое часть этой структуры - региональный концентрический комплекс 120 км в диаметре. Кольцевые структуры еще более высокого порядка также образовались в мезозое и имеют магматогенную природу (Кочетков, 2006).

Высокая проницаемость коры Центрально-Алданского района может объяснить более раннее начало магматизма относительно других районов. Благодаря активизированным древним тектоническим структурам мантийные расплавы быстрее поднимаются к поверхности, это подтверждается присутствием примитивных недифференцированных разностей и значительным объемом пород. Можно предположить, что очаги мантийных магм возникли в пределах всего Алдано-Станового щита субсинхронно, как отражение коллизионных процессов на границе. Подъем щелочно-базитовых расплавов к поверхности в разных зонах определялся тектонической структурой каждого района: в условиях менее проницаемой земной коры подъем расплавов занимал больше времени, что отразилось в массовом появлении, наряду с мантийными, средне- и

малоглубинных коровых зон магмогенерации, вовлечении в плавление всё больших масс корового вещества, и как следствие, смене преобладающих магматических формаций (Полин и др., 2022), и появлении, в том числе, гранитов, сформированных в результате корового анатексиса (Doroshkevich et al., 2020).

Заключение

Интервал образования изученных щелочных массивов Центрально-Алданского, Тыркандинского и Верхнеамгинского рудных районов составляет 142-113 млн лет. В характере формирования Джелтулинского, Ыллымахского и Верхнеамгинского массивов отчетливо проявляется импульсность. Хронология формирования массива Ыллымах включает три эпизода внедрения: 142, 132 - 130 и 125 млн лет в последовательности фельдшпатоидные сиениты – полевошпатовые сиениты – щелочные граниты. В процессе формирования Джелтулинского массива (123-113 млн лет) выделяется два цикла внедрения магм со становлением (1) лейкократовых, меланократовых сиенитов и (2) фойдитовых монзонитов (Пономарчук и др., 2019а; Пономарчук и др., 2020). Внедрение основного объема щелочных сиенитов Верхнеамгинского массива происходило в интервале 132 - 129 млн лет, а даек и силлов на протяжении всей магматической активности – 138-117 млн лет (Prokoryev et al., 2019; Пономарчук и др., 2019б).

Петро- и геохимические диаграммы пород массива Ыллымах показывают фракционирование расплавов внутри каждого импульса. Разнонаправленные тренды в поведении ряда химических элементов, а так же рассеянных элементов свидетельствуют о нескольких магматических импульсах (Васюкова и др., 2020). Диаграммы Харкера пород демонстрируют четкую тенденцию к дифференциации от фойдитовых монзонитов к щелочным сиенитам (для Джелтулинского массива) и от лампрофиров к щелочным сиенитам (для Верхнеамгинского массива), отмечается дискретность между щелочными породами массивов и дайками гранитов (Doroshkevich et al., 2020). Резко отличное поведение редких и рассеянных элементов в гранитах свидетельствует о участии корового анатексиса в процессе их образования.

Изучение изотопных (Sr, Nd, O) данных показало, что на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ против $\epsilon\text{Nd}(t)$ точки составов щелочных пород Ыллымахского, Желтулинского и Верхнеамгинского массива лежат в области значений, характерных для мезозойских щелочных магматических пород Алдано-Станового щита (Davies et al., 2006). Это свидетельствует в пользу их образования из схожих изотопно обогащенных источников. Так же схожи распределения редких и редкоземельных элементов щелочных пород исследуемых объектов с другими мезозойскими массивами Алдано-Станового щита. Обогащение источника, относительно деплетированной мантии, происходило в период позднего архея-палеопротерозоя. Анализ данных по изотопии Pb щелочных пород Желтулинского массива также подтверждает возможность докембрийского обогащения мантийного источника (Doroshkevich et al., 2020). Полученные Nd изотопные характеристики исследуемых пород схожи с таковыми для разновозрастных магматических, в том числе, щелочных комплексов Алдано-Станового щита (Vladykin, 2005; Гонгальский и др., 2008; Doroshkevich et al., 2018; Пономарев и др., 2021).

Список литературы

1. **Анисимова Г.С., Зайцев А.И., Соколов Е.П.** Rb-Sr систематика пород Верхнеамгинской площади (Ю.Якутия) // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока Азии: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 6-8 апреля 2016г. отв. Ред. Л.И. Полуфунтикова. Якутск: Издательский дом СВФУ. –2016. – С.19-23.
2. **Билибин Ю.А.** Петрология Ыллымахского интрузива. М.: Наука, 1947. –239с.
3. **Билибин Ю.А.** Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского региона. Избранные труды. М.: Изд. АН СССР, 1958. –Т.1. –431с.
4. **Бирюков В.М.** Магматические комплексы линейного и концентрического типов. Владивосток: Дальнаука, 1997. –268с.
5. **Богатиков О.А., Кононова В.А.** Магматическое окно в глубины Земли // Природа. –1999. –№ 5. –С.12–17.
6. **Боярко Г.Ю., Прокопчук С.И.** Геохимические поиски платины (интрузив Инагли, Алданский щит) // Прикладная геохимия. Вып. 3: Прогноз и поиск. М.: ИМГРЭ. –2002. –С.562-569.
7. **Васюкова Е.А., Пономарчук А.В., Дорошкевич А.Г.** Петролого-геохимическая характеристика и возраст пород Ыллымахского массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Геология и геофизика. –2020. –Т.61. –№ 4. – С.489–507.
8. **Великославинский С.Д., Мангушевский Э.Л.** Разработать и внедрить петрологические критерии расчленения и корреляции докембрийских магматических образований Центрально-Алданской серии листов Госгеолкарты-50. Информационный отчёт по договору 1423424/621д. В 2-х томах. Ф. ГПП «Алдангеология». –1990.
9. **Владыкин Н.В., Морикио Т., Миязаки Т., Цыпукова С.С.** Геохимия изотопов углерода и кислорода карбонатитов Сибири и геодинамика // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск. –2004. – С.89–107.

10. **Владыкин Н.В., Морикио Т., Миязаки Т.** Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия. Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Института географии СО РАН. –2005. –С.13–29.
11. **Ветлужских В.Г.** Золотое оруденение эпохи мезозойской тектоно-магматической активизации Алдано-Становой провинции. Диссертация доктора геолого-минералогических наук. Якутск, 1990. –325с.
12. **Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М.** Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений, 2002. –Т.44. –№ 6. –С.467–499.
13. **Гаськов И.В., Борисенко А.С., Борисенко И.Д., Изох А.Э., Пономарчук А.В.** Хронология щелочного магматизма и оруденения Центрально-Алданского рудного района (Южная Якутия) // Геология и геофизика. –2022. –б/н. –С.11-19.
14. **Генкин А.Д.** Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском массиве // Геология рудных месторождений. –1997. –Т.39. –№1. –С.41–48.
15. **Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков А.Г.** Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука, 1974. –175с.
16. **Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В.** Sm-Nd система Чинейского анартозит-габброноритового плутона (Западное Забайкалье). Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии // М.:ИГЕМ РАН, 2008. –С.57–60.
17. **Гузев В.Е., Терехов А.В., Скублов С.Г., Леонтьев В.И., Молчанов А.В.** Первые данные о U-Pb возрасте и составе циркона из рудоносных сиенитов горы Рудная (Южная Якутия) // Тихоокеанская геология. –2021а. –Т. 40. –№6. –С.85–99.
18. **Гузев В.Е., Терехов А.В., Молчанов А.В., Скублов С.Г., Ашихмин Д.С., Козлов Д.С.** возраст Джелтулинского щелочного массива (Южная Якутия) по результатам исследования циркона и баделита // Записки Российского минералогического общества. –2021б. –№ 4. –С.115–134.

19. **Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П.** Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. Москва: Наука, 1994. –176с.
20. **Дворник Г.П.** Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля (Алданский щит) // Литосфера. –2009. –№ 2. –С.56–66.
21. **Дзевановский Ю.К., Ворона И.Д., Лагздина Г.Ю.** Геологическая карта южной части Якутской АССР. Ленинградская картабрика ВАГТ, 1972.
22. **Иванов А.В., Горовой В.А., Гладкочуб Д.П., Шевелев А.С. Владыкин Н.В.** Первые прецизионные данные о возрасте чароитовой минерализации (Восточная Сибирь) // Доклады РАН. –2018. –Т.478. –№ 6. С.657–661.
23. **Ибрагимова И.К., Радьков А.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Шатов В.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Толмачева Е.В., Соловьев О.Л., Терехов А.В., Хорохорина Е.И.** Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов из дунитов массива Инагли (Алданский щит) и проблема генезиса концентрически-зональных комплексов // Региональная геология и металлогения. –2015. –№62. – С.64–78.
24. **Ельянов А.А., Моралев В.М.** Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Доклады АН СССР. –1961. –Т 141. –№ 3. – С.687–689.
25. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. –328с.
26. **Казанский В.И.** Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. –2004. –Т. 46. –№ 3. – С.195–211.
27. **Каретников А.С.** Палеомагнетизм ультрабазитов массива Кондер и оценка его возраста // Тихоокеанская геология. –2009. –Т.28. –№ 6. –С.23-42.
28. **Кононова В.А., Богатилов О.А., Первов В.А, Еремеев Н.В., Саддэби П.** Геохимия и условия формирования калиевых магматических пород Центрального Алдана. // Геохимия. –1994. –№ 7. –С.937–955.

29. **Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А., Мюс-Шумахер У., Келлер Й.** Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника. –1995. –№ 3. –С.35–45.
30. **Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю.** Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука. –1990. –239с.
31. **Корчагин А.М.** Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли // Изв. АН СССР. Сер. геол. –1966. – № 8. –С.15–27.
32. **Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю.** Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука, 1990. –235с.
33. **Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Богомолова Л.М., Смелов А.П.** О возрастных границах формирования ранних надвиговых структур Восточной части Олёкминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита // Доклады РАН. –1995. –Т.342. –№ 2. –С.209–212.
34. **Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Казанский В.И., Сальникова Е.Б., Перцев Н.Н., Ковач В.П., Яковлева С.З.** Возрастные границы формирования главных картируемых структурных элементов центральной части Алданского щита // Доклады Академии наук. –2005. –Т.405. – № 8. –С.1155–1158.
35. **Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю.** Sm-Nd изотопные провинции Алданского щита // Доклады Академии наук. –2006. –Т.410. –№ 1. –С.91–94.
36. **Котов А.Б., Сквитина Т.М., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Лопатин Д.В., Склярёв Е.В., Толмачева Е.В., Бобровская О.В.** Новые данные о возрасте континентальной коры западной части Алданского щита: результаты изотопно-геохимических Sm-Nd исследований кайнозойских песчаных отложений Чарской и Токкинской впадин // Доклады Академии наук. –2017. –Т.475. –№ 3. – С.291–294.
37. **Кочетков А.Я.** Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика. –2006. –Т.47. –№ 7. –С.850-864.

38. **Кочетков А.Я.** Платиноидная геохимическая специализация рудоносных щелочных комплексов Центрального Алдана // Бюл. НТИ. Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1984. –С.25–27.
39. **Кочетков А.Я., Пахомов В.Н., Попов А.Б.** Магматизм и метасоматизм **Рябиновского рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан)**. В кн. Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1989. –С.79–110.
40. **Кузнецов Ю.А.** Главные типы магматических формаций. М: Недра, 1964. – 387с.
41. **Кравченко А.А., Иванов А.И., Прокопьев И.Р.** Особенности состава и возраст формирования мезозойских интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита // Отечественная геология. –2014. –№ 5. –С.43–52.
42. **Кривенко А.П.** Мезозойские щелочные пикриты Центрального Алдана // Доклады АН СССР. –1980. –Т.254. –№2. –С.465–469.
43. **Кукушкин К.А., Молчанов А.В., Радьков А.В., Шатов В.В., Терехов А.В., Шатова Н.В., Хорохорина Е.И., Ремизов Д.Н.** О расчленении мезозойских интрузивных пород Центрально-Алданского района (Южная Якутия) // Региональная геология и металлогения. –2015. –№64. –С.48–58.
44. **Максимов Е.П., Угрюмов А.Н.** Мезозойские магматические формации Алданского щита // Советская геология. –1971. –№ 7. –С.108–119.
45. **Максимов Е.П.** Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Известия академии наук СССР. Серия геологическая. –1975. –№4. –С.16–33.
46. **Максимов Е.П.** Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: автореф. дис. д.г.-м.н. Якутск, 2003. –385с.
47. **Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М.** Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. –2010. –Т.29. –№ 2. –С.3–26.
48. **Малич К.Н.** Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. –296с.

49. **Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю.** О возрасте дунитов Кондерского массива (Алданская провинция, Россия): Новые изотопные данные // Доклады Академии наук. –2012. –Т.446. –№ 3. –С.308–312.
50. **Миронюк Е.П., Любимов В.К., Магнушевский Э.Л.** Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. –237с.
51. **Миронюк Е.П., Мошкин В.И.** Мезозойские магматические комплексы Алдано-Станового кристаллического массива. М.:Недра, 1996.
52. **Мельников А.И., Смелов А.П., Имаев В.С.** Внутреннее строение Тыркандинской shear зоны (Якутия) // Материалы международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри: Изд-во Технического института (ф) СВФУ, 2015. –С.48-55.
53. **Молчанов А. В., Терехов А. В., Шатов В. В., Белова В. Н., Радьков А. В., Соловьев О.Л., Степунина М. А.** Лебединский золоторудный узел (особенности геологического строения, метасоматиты и оруденение) // Региональная геология и металлогения. –2013. –№ 55. –С.99–110.
54. **Морозов А.Ф., Вашурин А.И., Глебовицкий В.А.** Основные проблемы изучения и геологического картирования докембрия России // Докембрий Северной Евразии: Тез. докл. Междунар. совещ. 15-18 апр. 1997. СПб.: Наука. – 1997. –С.68–70.
55. **Морозова И.М., Рублев А.Г.** Калий-аргоновые системы полиметаморфических пород. Под ред. Шукулюкова Ю.А. М.: Наука, 1987. –С.19–28.
56. **Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А.** Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия. –2008. –№7. –С.1-6.
57. **Округин А.В.** Кристаллизационно-ликвационная содель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокенанская геология. –2004. –Т.23. –№2. –С.63–65.

58. **Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф.** Фундамент Северо-Азиатского кратона. Алдано Становой щит. В кн. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. –С.81-100.
59. **Соколов Е.П.** Рудное золото Верхнеамгинского золотоносного района // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока Азии: материалы Всероссийской научно-практической конференции. Якутск, 31 марта–2 апреля 2015. Якутск: ИД СВФУ, 2015. –С.458–462.
60. **Парфенов Л.М.** Континентальные окраины и островные дуги северо-востока Азии. Новосибирск, 1984. –192 с.
61. **Первов В.А., Кононова В.А., Саддеби П., Терлуолл М.Ф., Фрун П., Богатиков О.А., Аптон Б.Г.Дж., Вулли А.Р.** Калиевый магматизм Алданского щита – индикатор многоэтапной эволюции литосферной мантии // Петрология. – 1997. –Т.5. –№ 5. –С.467–484.
62. **Петровская Н.В.** Самородное золото. М.: Наука, 1937. –347 с.
63. **Полин В.Ф., Мицук В.В., Ханчук А.И., Глебовицкий В.А, Будницкий С.Ю., Ризванова Н.Г, Соляник А.Н., Шишов А.С.** Геохронологические рубежи субщелочного магматизма Кеткапско-Юонской магматической провинции // Доклады Академии наук. –2012. –Т.442. –№ 1. –С.83–89.
64. **Полин В.Ф., Зверева Н.М., Травин А.В., Пономарчук А.В.** Возраст золотого оруденения Кеткапско-Юонской магматической провинции, формационная принадлежность золотоносных комплексов и разновременность позднемезозойского магматизма в разных частях Алданского щита // Тихоокеанская геология. –2022. –Т.41. –№5. –С.3–19.
65. **Пономарев Ж. Д., Дорошкевич А. Г., Прокопьев И. Р., Чеботарев Д. А.** Геохимическая характеристика магнезиокарбонатитов апатитоносного рудопроявления Муосталаах и месторождения фосфатов Бирикээн (Алданский щит, Ю. Якутия) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2021. –Т.66. –№2.

66. Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Светлицкая Т.В, Дорошкевич А.Г. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология щелочных пород массива Инагли (Алданский щит, Южная Якутия) // Геология и геофизика. –2019а. –Т.60. –№ 1 –С.41–54.
67. Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Егитова И.В., Кравченко А.А., Иванов А.И. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Возраст щелочных пород Верхнеамгинского массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. –2019б. –Т.330. –№ 3. –С.28–39.
68. Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Семенова Д.В., Кравченко А.А., Иванов А.И. Геохронология мезозойского щелочного магматизма для Тыркандинской и Амгинской тектонических зон (Алданский щит): новые U-Pb Ar-Ar данные // Геосферные исследования. –2020. –№ 4. –С.6–24.
69. Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Борисенко А.С. Ar/Ar и U-Pb геохронология массива Инагли // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Выпуск 14. Иркутск. –2016. –С.228-229.
70. Пономарчук А.В., Борисенко А.С., Травин А.В. Геохронологическая корреляция мезозойского магматизма и рудообразования Алдано-Станового щита и восточной части Монголо-Охотского пояса // Изотопное датирование геологических процессов: Новые результаты, подходы и перспективы. 2-5 июня 2015 г. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург. –2015. –С.214-215.
71. Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г. Геохронология и изотопия (Sr, Nd, O) щелочных пород Алданского щита: новые данные // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. 5-7 июня 2018 г. Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва. –2018. –С.265-267.
72. Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г. Хронология мезозойского щелочного магматизма Алдано-Станового щита на примере

Верхнеамгинского, Центрально-Алданского и Тыркандинского рудных районов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы конференции. Выпуск 20. Иркутск. –2022. – С.231–232.

73. **Прокопьев И.Р., Кравченко А.А., Иванов А.И., Борисенко А.С., Пономарчук А.В., Зайцев А.И., Кардаш Е.А., Рожков А.А.** Геохронология и рудоносность Джелтулинского щелочного массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Тихоокеанская геология. –2018. –Т.37. –№ 1 –С.38–51.

74. **Пушкарев Ю.Д., Костоянов А.И., Орлова М.П. Богомолов Е.С.** Особенности Rb-Sr, Pb-Pb, Re-Os и K-Ar изотопных систем в Кондерском массиве: мантийный субстрат обогащенный платиноидами // Региональная геология и металлогения. –2002. –№ 16. –С.80-91.

75. **Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С.** Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. –119с.

76. **Рокосова Е.Ю.** Состав и особенности кристаллизации расплавов при формировании калиевых базитовых пород Центрального Алдана (на примере Ыллымахского, Рябинового и Инаглинского массивов). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск, 2014. – 156с.

77. **Ронкин Ю. Л., Ефимов А.А., Лепихина Г.А., Родионов Н. В. Маслов А.В.** U-Pb – датирование системы «бадделеит-циркон» платиноносного дунита Кондерского массива (Алданский щит): Новые данные // Доклады Академии наук. –2013. –Т.450. –№ 5. –С.579–585.

78. **Терехов А.В.** Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Эльконского золото-урановорудного узла: автореф. дисс.к.г.-м.н. Якутск, 2012. – 24с.

79. **Сальникова Е.Б.** Тектоно-магматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей Алданского щита: Автореф. дис. канд. геол. минерал. наук. СПб, 1993. –16с.

80. **Травин А.В.** Термохронология субдукционно-коллизийных, коллизийных событий Центральной Азии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Новосибирск, 2016. –54с.
81. **Угрюмов А.Н., Киселев Ю.В.** О возрасте ультраосновных пород массива Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика. –1969. –№ 8. –С.19–24.
82. **Угрюмов А.Н., Энтин А.Р.** О длительно развивающихся блоковых структурах центральной части Алданского щита: (на примере Якокут-Ыллымахского блока) // Докл. АН СССР. –1969. –Т.184. –№ 3. –С.680–683.
83. **Угрюмов А.Н., Дворник Г.П.** Серицит-микроклиновые метасоматиты Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан) // Докл. АН СССР. –1985. –Т.280. –№ 1. –С.191–193.
84. **Угрюмов А.Н.** Метасоматическая зональность и золотое оруденение Ыллымахского щелочного массива (Алданский щит) // Изв. УГГГА. Вып. 5. Сер.: Геология и геофизика. – Екатеринбург. –1996. –С.82-87.
85. **Угрюмов А.Н.** Петрохимическая и хронологическая корреляция эпидейцитовых фонолитов Полевского района Среднего Урала, Северного Казахстана, Северного Прибайкалья, Алданского щита: Новые аспекты минерализации этих пород // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: тез докл. VI Урал. петрограф. сов. Ч. 2. – Екатеринбург: УрО РАН. –1997. –С.55-57.
86. **Угрюмов А.Н.** Метасоматическая зональность мезозойского полигенного и полихронного Ыллымахского золоторудного узла (Алданский щит) // Известия УГГГА. Вып. 13. Серия: Геология и геофизика. Екатеринбург. –2001. – С.153–163.
87. **Фор Г.** Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. –590с.
88. **Ханчук А.И., Голозубов В.В., Бялобжеский С.И., Попенко Л.И., Горячев Н.А., Родионов С.М.** Кратоны и орогенные пояса Востока России. В кн. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. –Т.1. –С.93-100.

89. **Хомич В.Г., Борискина Н.Г.** Геологическая позиция благороднометалльных месторождений интрузивно-вулканогенного обрамления Гонжинского выступа докембрия // Тихоокеанская геология. –2006. –Т.25. –№ 3. –С.53–65.
90. **Хомич В. Г., Борискина Н. Г.** Структурная позиция крупных золоторудных районов Центрально-Алданского и Аргунского супертеррейнов // Геология и геофизика. –2010. –Т.51. –№6. –С.849–862.
91. **Хомич В.Г., Борискина Н.Г.** Природа позднемезозойских рудномагматических систем Алданского щита // Литосфера. –2016. –№ 2. –С.70–94.
92. **Шнай Г.К.** Гетерогенность дунитов в ультраосновных – щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // Изв. АН СССР. Сер. геол. –1980. –№ 4. –С.23–35.
93. **Шанин Л.Л., Аракелянц М.М., Иваненко В.В., Пупырев Ю.Г., Яшин А.Ф.** Датирование геологических образцов по величине отношения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Экспериментальная методика и первые результаты. Очерки геологической петрологии. М: Наука, 1976.
94. **Шатов В.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Сергеев С.А., Белова В.Н., Терехов А.В., Радьков А.В., Соловьев О.Л.** Петрография, геохимия и изотопное датирование (U-Pb и Rb-Sr) щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) // Региональная геология и металлогения. –2012. –№ 51. –С.62–78.
95. **Шатова Н.В., Скублов С.Г., Мельник А.Е., Шатов В.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Сергеев С.А.** Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового массива (Южная Якутия) на основе изотопно-геохемического (U-Pb, REE) исследования циркона // Региональная геология и металлогения. –2017. –№ 69. –С.33–48.
96. **Шнай Г.К., Орлова М.П.** Новые данные о геологии и золотоносности Ыллымахского массива // Геология и геофизика. –1977. –№ 10. –С.57–65.
97. **Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов Г.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Корнеев С.И., Гороховский Б.М.** Новый изотопный

геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (^{190}Pt - ^4He метод) // Петрология. –2012. –Т.20. –№6. –С.545–599.

98. **Юшманов В.В., Максимов Е.П.** Тектоно-магматические концентрические комплексы Алданского щита. В кн. Морфотектонические системы Центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. –С.97–104

99. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.** Внутриплитная позднемезозойско-кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. –1995. –№5. –С.41–67.

100. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. – 2000. –№5. –С.3–29.

101. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200 000, Алданская серия, Лист О-51-ХVIII. // Сост. Воробьёв, Шумбасова. Ред. Максимов, Хотина. СПб, 2001.

102. **Ariskin A.A., Danyushevsky I.V., Konnikov E.G., Maas R., Kostitsya Yu.A., McNeill A., Meffre S., Nikolaev G.S., Kislov E.V.** The Dovyren intrusive complex (northern Baikal Region, Russia): isotope-geochemical markers of contamination of parental magmas and extreme enrichment of the source. // Russ. Geol. Geophys. –2015. –V.56. –№3. –P.528–556.

103. **Baksi A. K., Archibald D. A., Farrar E.** Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // Chem. Geol. –1996. –V.129. –P.307–324.

104. **Banerjee S., Kyser T.K., Mitchell R.H.** Oxygen and hydrogen isotopic composition of phlogopites and amphiboles in diamond-bearing kimberlite hosted MARID xenoliths: constraints on fluid-rock interaction and recycled crustal material in the deep continental lithospheric mantle // Chem. Geol. –2018. –V.479. –P.272–285.

105. **Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C.** Improved Pb-206/U-218 microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chemical Geology. –2004. –V.205. –P.115–140.

106. **Bloomer S.H., Stern R.J., Fisk E., Geschwind C.H.** Shoshonitic volcanism in the northern Marianas arc. 1. Mineralogic and major and trace element characteristics // *J. Geophys. Res.* –1988. –V.94. –P.4469–4496.
107. **Bogatikov O., Kononova V., Pervov V., Zhuravlev D.** Petrogenesis of mesozoic potassic magmatism of the Central Aldan: A Sr-Nd isotopic and geodynamic model // *International Geology Review.* –1994. –V.36. –№7. –P.629–644.
108. **Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.** The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet // Sci. Lett.* –2008., –V.273. –№1–2. –P.48–57.
109. **Campbell I.H., Stepanov A.S., Liang H.Y., Allen C.M., Norman M.D., Zhang Y.Q., Xie Y.W.** The origin of shoshonites: new insights from the tertiary high-potassium intrusions of eastern Tibet // *Contrib. Miner. Petrol.* –2014. –V.167. –P.983–1005.
110. **Cawthorn R. G., Merkle R. K., Vilojen M. J.** Platinum-Group Elements Deposits in the Bushveld Complex, South Africa // *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* (ed. L.J. Cabri). Ottawa, Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. –2002. –V.54. –P.389–429.
111. **Campbell I. H., Naldrett I. H., Barnes S. J.** A model for the origin of platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater Complexes // *Journal of Petrology.* –1983. –V.24. –P.133–165.
112. **Civetta L., Innocenti F., Manetti P., Peccerillo A., Poli G.** Geochemical characteristics of potassic volcanic from Mts. Ernici, southern Latium Italy // *Contrib. Miner. Petrol.* –1981. –V.78 –P.37–47.
113. **Chen Y., Yao S., Pan Y.** Geochemistry of lamprophyres at the Daping gold deposit, Yunnan Province, China: constraints on the timing of gold mineralization and evidence for mantle convection in the eastern Tibetan Plateau // *J. Asian Earth.* –2014. –V.93. –P.129–145.

114. **Chacko T., Cole D.R., Horita J.** Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geological systems. *Stable Isotope Geochemistry* (Valley J. W. and Cole D.R. eds.). *Rev. Miner.* –2001. –V.43. P.1–81.
115. **Chayka I.F., Sobolev A.V., Izokh A.E., Batanova V.G., Krasheninnikov S.P., Chervyakovskaya M.V., Kontonikas-Charos A., Kutyrev A.V., Lobastov B.M., Chervyakovskiy V.S.** Fingerprints of kamafugite-like magmas in mesozoic lamproites of the Aldan shield: evidence from olivine and olivine-hosted inclusions // *Minerals.* – 2020. –№10. –V.337.
116. **Cundari A.** Petrogenesis of leucite-bearing lavas in the Roman volcanic region, Italy. The Sabatini lavas // *Contrib. Miner. Petrol.* –1979. –V.70. –P.9–21.
117. **Dalpè C., Baker D.R.** Experimental investigation of large ion lithophile element-, high field strength element-, and rare earth element partitioning between calcic amphibole and basaltic melt: the effects of pressure and oxygen fugacity // *Contrib. Miner. Petrol.* –2000. –V.140. –P.233–250.
118. **Daly R.A.** *Igneous rocks and the depths of the earth.* McGraw-Hill, New York. – 1933. –598p.
119. **Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L., Nowell G.M., Pearson D.G.** Trace element and Sr–Pb–Nd–Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan Shield lamproites // *J. Petrol.* –2006. –V.47. –№6. –P.1119–1146.
120. **De Wit M.J.** Book review: alkaline igneous rocks // *Lithos.* –1989. –V.24 –P.81–82.
121. **Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E., Klemd R., Ponomarchuk A.V., Nikolaeva I.V., Vladykin N.V.** Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): Insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield // *Journal of Asian Earth Sciences.* –2018. –V.154. –P.354–368.
122. **Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ponomarchuk A.V., Savatenkov V.M., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Cora Wohlgemuth-Ueberwasse** Petrology and geochemistry of the late Mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex, Aldan–Stanovoy

Shield, Russia: constraints on derivation from the ancient enriched mantle source // *International Journal of Earth Sciences*. –2020. –V.109. –P.2407–2423.

123. **Dupuis N.E., Braid J.A., Murphy J.B., Shail R.K., Archibald D.A., Nance R.D.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phlogopite geochronology of lamprophyre dykes in Cornwall, UK: new age constraints on Early Permian post-collisional magmatism in the Rhenohercynian Zone, SW England // *J Geol. Soc. London*. –2016. –V.172. –P.566–575.

124. **Ellam R.M., Hawkesworth C.J., Menzies M.A., Rogers N.W.** The volcanism of Southern Italy: role of subduction and the relationship between potassic and sodic alkaline magmatism // *J. Geophys. Res.* –1989. –V.94. –P.4589–4601.

125. **Epstein S., Taylor H.P.** Variation of $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ in minerals and rocks // *Researches in Geochemistry*. (Philip Abelson ed.). Wiley, New York. –1967. –V.2. –P.29–62.

126. **Franz L., Becker K.P., Kramer W., Herzig P.M.** Metasomatic mantle xenoliths from the Bismarck microplate (Papua New Guinea)—thermal evolution, geochemistry and extent of slab-induced metasomatism // *J. Petrol.* –2002. –V.43. –P.315–343.

127. **Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.** GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS, in Sylvester, P. (ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues*: Mineralogical Association of Canada. –2008. –V.40. –P.307–311.

128. **Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // *Earth Plan. Sci. Letters*. –1988. –V.87. –P.249–265.

129. **Gupta A.K., Yagi K.** Experimental study of some assimilative reactions related to the genesis of the leucite-bearing rocks // *Bull. Volcan. Soc.* –1979. –V.22. –P.65–74.

130. **Gupta A.K., Yagi K.** *Petrology and Genesis of Leucite-bearing rocks*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelbergh, New York. –1980. –252p.

131. **Gupta A.K.** *Origin of Potassium-rich Silica-deficient Igneous Rocks*. Springer India. –2015. –536p.

132. **Hart S.R.** A large-scale anomaly in the Southern Hemisphere mantle // *Nature*. –1984. –V.309. –P.753–757.

133. **Hodges K.** Thermochronology in Orogenic Systems. In book: Treatise on Geochemistry. Elsevier Science. –2003. –P.263–292.
134. **Hoefs J.** Stable Isotope Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin. –2009.
135. **Holmes A.** The origin of igneous rocks // Geol. Mag. –1932. –V.69. –P.543–558.
136. **Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H.** Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geoch. Cosm. Acta. –1977. –V.41. –P.15–32.
137. **Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L.** The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // Earth Sci. Rev. –1987. –V.24. –P.81–134.
138. **Foley S.F., Jacob D.E., O'Neill H.S.** Trace element variations in olivine phenocrysts from Ugandan potassic rocks as clues to the chemical characteristics of parental magmas // Contrib. Miner. Petrol. –2011. –V.162. –P.1–20.
139. **Fromm T., Jokat W., Ryberg T., Behrmann J.H., Haberland C., Weber M.** The onset of Walvis Ridge: plume influence at the continental margin. Tectonophysics. –2017. –V.716. –P.90–107.
140. **Frost B.R., Frost C.D.** A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // J. Petrol. –1989. –V.49. –P.1955–1969.
141. **Jagoutz O.E.** Construction of the granitoid crust of an island arc. Part II: a quantitative petrogenetic model // Contrib. Mineral. Petrol. –2010. –V.160. –P.359–381.
142. **Iddings J.P.** Absarokite-shoshonite-banakite series // J. Geol. –1895. –№ 3. –P.935–959.
143. **Imaoka T., Kawabata H., Nagashima M., Nakashima K., Kamei A., Yagi K., Itaya T., Kiji M.** Petrogenesis of an early Cretaceous lamprophyre dike from Kyoto Prefecture, Japan: implications for the generation of high-Nb basalt magmas in subduction zones // Lithos. –2017. –V.291. –P.18–33.
144. **Ivanov A.V., Vladykin N.V., Demonterova E.I., Gorovoy V.A., Dokuchits E.Yu.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of the Malyy (Little) Murun massif, Aldan Shield of the Siberian craton: a simple story for an intricate igneous complex // Minerals. –2018. –V.8. –№602.

145. **Karsli O., Dokuz A., Kaliwoda M., Uysal I., Aydin F., Kandemir R., Fehr K.T.** Geochemical fingerprints of Late Triassic calc-alkaline lamprophyres from the eastern Pontides, NE Turkey: a key to understanding lamprophyre formation in a subduction-related environment // *Lithos*. –2014. –V.197. –P.181–197.
146. **Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M.** Geodynamics of late Mesozoic PGE, Au, and U mineralization in the Aldan shield, North Asian Craton // *Ore Geology Reviews*. –2015. –V.68. –P.30–42.
147. **Kelemen P.B., Johnson K.T., Kinzler R.J., Irving A.J.** High field strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interactions // *Nature*. –1990. –V.345. –P.521–524.
148. **Kennedy G.C.** Some aspects of the roll of water in rock melts // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* –1955. –V.62. –P.489–503.
149. **Konopelko D., Wilde S.A., Seltmann R., Romer R.L., Biske Y.S.** Early Permian intrusions of the Alai range: understanding tectonic settings of Hercynian postcollisional magmatism in the South Tien Shan, Kyrgyzstan // *Lithos*. –2018. –V.303. –P.405–420.
150. **Kontak D.J., Clark A.H., Farrar E., Pearce T.H., Strong D.F., Baadsgaard H.** Petrogenesis of a Neogene shoshonite suite, Cerro Moromoroni, Puno, southeastern Peru // *Can. Mineral.* –1986. –V.24. –P.117–135.
151. **Lange R.A., Carmichael I.S., Renne P.R.** Potassic volcanism near Mono basin, California: evidence for high water and oxygen fugacities inherited from subduction // *Geology*. –1993. –V.21. –P.949–952.
152. **Larin A.M., Kotov A.B., Velikoslavinsky S.D., Salnikova E.B., Kovach V.P.** Early Precambrian A-type granitoids of the Aldan shield and its folded frame: sources and geodynamic conditions of formation // *Petrology*. –2012. –V.20. –№3. –P.242–265.
153. **Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *J. Petrol.* –1986. –V.27. –P.745–750.
154. **Lin P.N., Stern R.J., Bloomer S.H.** Shoshonitic volcanism in the northern Marianas arc: 2. LILE and REE abundances: evidence for the source of incompatible

element enrichments in intra-oceanic arcs // *J. Geophys. Res.* –1989. –V.94. –P.4497–4514.

155. **Liu D., Zhao Z., DePaolo D.J., Zhu D.C., Meng F.Y., Shi Q., Wang Q.** Potassic volcanic rocks and adakitic intrusions in southern Tibet: insights into mantle–crust interaction and mass transfer from the Indian plate // *Lithos.* –2017. –V.271. –P.48–64.

156. **Lu Y.J., Kerrich R., McCuaig T.C., Li Z.X., Hart C.JR., Cawood P.A., Hou Z.Q., Bagas L., Cliff J., Belousova E.A., Tang S.** Geochemical, Sr-Nd-Pb, and zircon Hf-O isotopic compositions of Eocene-Oligocene shoshonitic and potassic adakite-like felsic intrusions in western Yunnan, SW China: petrogenesis and tectonic implications // *J. Petrol.* –2013. –V.54. –P.1309–1348.

157. **Ludwing K.** User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. V. 4, Berkeley Geochronology Center. Berkeley. –2003. –P.1–70.

158. **Maniar P.D., Piccoli P.M.** Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.* –1989 –V.101. –P.635–643.

159. **Maughan D.T., Keith J.D., Christiansen E.H., Pulsipher T., Hattori K., Evans N.J.** Contributions from mafic alkaline magmas to the Bingham porphyry Cu-Au-Mo deposit, Utah, USA // *Mineral Deposita.* –2002. –V.37. –P.14–37.

160. **McDonough W.F., Sun S.S.** The composition of the Earth. // *Chem. Geol.* –1995. –V.120. –P.223–253.

161. **Merle R., Marzoli A., Aka F.T., Chiaradia J.M., Reisberg L., Castorina F., Jourdan F., Renne P.R., N'ni J., Nyobe J.B.** Mt Bambouto Volcano, Cameroon Line: mantle source and differentiation of within-plate alkaline rocks // *J. Petrol.* –2017. –V.58. –P.933–962.

162. **Mitchell R.H., Platt R.G., Downey M.** Petrology of lamproites from Smoky Bute, Montana // *J. Petrol.* –1987. –V.28. –P.645–677.

163. **Mitchell R.H., Smith C.B., Vladykin N.V.** Isotopic composition of strontium and neodymium in potassic rocks of the Little Murun complex, Aldan Shield, Siberia // *Lithos.* –1994. –V.32. –P.243–248.

164. **Morrison G.W.** Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // *Lithos.* –1980. –V.13. –P.97–108.

165. **Mues-Schumacher U., Keller J., Kononova V.A., Suddaby P.J.** Mineral chemistry and geochronology of the potassic alkaline ultramafic Inagli complex, Aldan Shield, eastern Siberia // *Mineralogical Magazine*. –1996. –V.60. –P.711–730.
166. **Müller D., Stumpfl E.F., Taylor W.R.** Shoshonitic and alkaline lamprophyres with elevated Au and PGE concentrations from the Kreuzeck Mountains, Eastern Alps, Austria // *Miner. Petrol.* –1992. –V.46. –P.23–42.
167. **Müller D., Groves D.I.** Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer Cham. –2019. –398 p.
168. **Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V.** Late-Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: their compositions, sources and genetic settings // *Gondwana Research*. –2019. –V.69. –P.56-72.
169. **Nikolenko E.I., Lobov K.V., Agashev A. M., Tychkov N.S., Chervyakovskaya M.V., Sharygin I.S., Nikolenko A.M.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology and new mineralogical and geochemical data from Lamprophyres of Chompolo Field (South Yakutia, Russia) // *Minerals*. –2020. –V.10. –№886.
170. **Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P.** The Aldan shield of Siberia, USSR: The age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // *Precamb. Res.* –1992. –V.54. –№ 4. –P.195–209.
171. **Orozco-Garza A., Dostal J., Keppie J.D., Paz-Moreno F.A.** Mid-tertiary (25–21 Ma) lamprophyres in NW Mexico derived from subduction-modified subcontinental lithospheric mantle in an extensional backarc environment following steepening of the Benioff zone // *Tectonophysics*. –2013. –V.590. –P.59–71.
172. **Pandey A., Rao N.V., Chakrabarti R., Pandit D., Pankaj P., Kumar A., Sahoo S.** Petrogenesis of a Mesoproterozoic shoshonitic lamprophyre dyke from the Wajrakarur kimberlite field, eastern Dharwar craton, southern India: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence for a modified sub-continental lithospheric mantle source // *Lithos*. –2017. –V.293. –P.218–233.
173. **Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* –1984. –V.25. –P.956–983.

174. **Peccerillo A.** Roman comagmatic province (central Italy): evidence for subduction-related magma genesis // *Geology*. –1985. –V.13. –P.103–106.
175. **Peccerillo A.** Potassic and ultrapotassic rocks: compositional characteristics, petrogenesis, and geologic significance. *IUGS Episodes*. –1992. –V.15. –P.243–251.
176. **Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Redina A.A., Yegitova I.V., Ponomarev J.D., Sergeev S.A., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Sokolov E.P., Kardash E.A., Minakov A.V.** U-Pb SIMS and Ar-Ar geochronology, petrography, mineralogy and gold mineralization of the late Mesozoic Amga alkaline rocks (Aldan shield, Russia) // *Ore Geol. Rev.* –2019. –V.109. –P.520–534.
177. **Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Sergeev S.A.** Mineralogy, age and genesis of apatite-dolomite ores at the Seligdar apatite deposit (Central Aldan, Russia) // *Ore Geol. Rev.* –2017. –V.81. –P.296–308.
178. **Rock N.M.** The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions and derivations // *Earth. Sci. Rev.* –1977. –V.13. –P.123–169.
179. **Rock N.M.** Lamprophyres. Blackie, Glasgow. –1991. –285p.
180. **Rowins S.M., Cameron E.M., Lalonde A.E., Ernst R.E.** Petrogenesis of the late Archaean syenitic Murdoch Creek pluton, Kirkland Lake, Ontario: evidence for an extensional tectonic setting // *Can. Miner.* –1993. –V.31. –P.219–244.
181. **Sahama Th.G.** Potassium-rich alkaline rocks. In: Sorensen H (ed) *The Alkaline rocks*. Wiley, London. –1974. –P.96–100.
182. **Saunders A.D., Tarney J., Weaver S.D.** Transverse geochemical variations across the Antarctic peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas // *Earth Planet. Sci. Lett.* –1980. –V.46. –P.344–360.
183. **Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene N., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.** Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology*. –2008. –V.249. –№ 1-2. –P.1-35.

184. **Sharp Z.D.** A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios in silicates and oxides // *Geochim. Cosmochim. Acta.* –1990. – V.54. –P.1353–1357.
185. **Sørensen H.** Origin of the alkaline rocks: a summary and retrospect. In: Sørensen H (ed) *The alkaline rocks, petrogenesis.* Wiley. London. –1974. –P.535–539.
186. **Smith C.B., Lorenz V.** Volcanology of the Ellendale diatremes // In: 4th international Kimberlite conference. Geological Society of Australia (Abstract Series). – 1986. –V.16. –P.250–207.
187. **Spera F.J., Bohron W.A.** Energy-constrained open-system magmatic processes I: general model and energy-constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation // *J. Petrol.* –2001. –V.42. –P.999–1018.
188. **Steiger R.H, Jager E.** Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Letters.* –1977. – V.36. –P.359-361.
189. **Stern R.J., Bloomer S.H., Lin P.G., Ito E., Morris J.** Shoshonitic magmas in nascent arcs: new evidence from submarine volcanoes in the northern Marianas // *Geology.* –1988. –V.16. –P.426–430.
190. **Tanton K.M., McKenzie D.** The generation of kimberlites, lamproites and their source rocks // *J. Petrol.* –1994. –V.35. –P.787–817.
191. **Thompson R.N.** Magmatism of the British Tertiary volcanic province // *J. Geol.* – 1982. –V.18. –P.50–107.
192. **Torabi G.** Middle Eocene volcanic shoshonites from the western margin of the Central-East Iranian microcontinent (CEIM), a mark of previously subducted CEIM-confining oceanic crust // *Petrology.* –2011. –V.19. –P.675–689.
193. **Venturelli G., Fragipane M., Weibel M., Antiga D.** Trace element distribution in the Cainozoic lavas of Nevado Caropuna and Andagna Valley, Central Andes of Southern Peru // *Bull. Volc.* –1978. –V.41. –P.213–228.
194. **Venturelli G., Thorpe R.S., Dal Piaz G.V., Del Moro A., Potts P.J.** Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italy // *Contrib. Miner. Petrol.* –1984. –V.86. –P.209–220.

195. **Vladykin N.V.** Geochemistry and genesis of lamproites of the Aldan Shield // Russ. Geol. Geophys. –1997. –V.38. –P.128–141.
196. **Vladykin N.V.** Genesis and crystallization of ultramafic alkaline carbonatite magmas of Siberia: ore potential, mantle sources, and relationship with plume activity // Russ. Geol. Geophys. –2016. –V.57. –№5. –P.889–905.
197. **Wang Y., He H., Ivanov A.V., Zhu R., Lo C.** Age and origin of charoitite, Malyy Murun massif, Siberia, Russia // International Geology Review. –2014 –V.56. –P.007–1019.
198. **Wang J., Hattori K., Liu J., Gao Y., Zhang H.** Shoshonitic and adakitic magmatism of the early Paleozoic age in the western Kunlun orogenic belt, NW China: implications for the early evolution of the northwestern Tibetan plateau // Lithos. –2017. –V.287. –P.345–362.
199. **Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.** Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newslett. –1995. –V.19. –P.1–23.
200. **Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Rev. Econ. Geol. –1998. –V.7. –P.1–35.
201. **Whitney D., Evans B.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. –2010. –V.95. –P.185–187.
202. **Woodhead J.D., Eggins S., Gamble J.A.** High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge // Earth. Planet. Sci. Lett. –1993. –V.114. –P.491–504.