

Министерство образования и науки Российской Федерации
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ (НИ ТГУ)
Геолого-географический факультет
Кафедра петрографии

ДОПУСТИТЬ К ЗАЩИТЕ В ГЭК
Руководитель ООП Геохимия
канд. геол.-минерал. наук, доцент
И.В. Вологодина
« 23 » июня 2017 г.

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА БАКАЛАВРА

Особенности состава фойдолитов Кия-Шалтырского
месторождения нефелиновых руд (Кузнецкий Алатау)
по основной образовательной программе подготовки бакалавров
направление подготовки 05.03.01 – Геология

Фаткулин Дмитрий Рафаильевич

Руководитель ВКР
канд. геол.-минерал. наук, доцент
Т.С. Краснова
« 23 » июня 2017 г.

Автор работы
студент группы № 02301
Д.Р. Фаткулин

Томск-2017

ОТЗЫВ РУКОВОДИТЕЛЯ ВЫПУСКНОЙ РАБОТЫ

Тема выпускной работы: Особенности состава фойдолитов Кия-Шалтырского месторождения нефелиновых руд (Кузнецкого Алатау)

Автор (студент) Фаткулин Дмитрий Рафаилович

Факультет геолого-географический

Кафедра петрографии

Направление «Геология»

Квалификация Бакалавр геологии

Руководитель - Краснова Татьяна Семеновна, кафедра петрографии ГГФ, доцент, к.г.-м.н., доцент

(ФИО, место работы, должность, ученое звание, учёная степень)

Оценка соответствия требованиям ГОС подготовленности автора выпускной работы

Требования к профессиональной подготовке	Соответств.	В основном соответств.	Не соответ.
1. Уметь формулировать цель и ставить задачи своей деятельности при выполнении работы, определять их актуальность	√		
2. Устанавливать приоритеты и методы решения поставленных задач (проблем)	√		
3. Уметь использовать геологическую информацию	√		
4. Владеть компьютерными методами сбора, хранения и обработки информации	√		
5. Владеть современными методами анализа и интерпретации полученной информации	√		
6. Уметь рационально планировать время выполнения работы		√	
7. Уметь объективно оценивать полученные результаты расчетов и вычислений	√		
8. Уметь анализировать полученные результаты интерпретации геологических данных	√		
9. Уметь делать самостоятельные обоснованные и достоверные выводы из проделанной работы		√	
10. Уметь пользоваться научной литературой		√	

Достоинства работы: Главным достоинством выполненных исследований является комплексный подход, включающий диагностику петрографических минералогических и геохимических особенностей фойдолитов Кия-

Шалтырского массива на основе различных методов интерпретации полученных аналитических данных. Важным положительным аспектом выступает актуальность детального изучения главных разновидностей биминеральных щелочных пород данного объекта, которое определяет решение ряда фундаментальных проблем (особенности эволюции и кристаллизационной дифференциации щелочных высокоглиноземистых магм, а также практические задачи по разработке критериев поиска высокосортных нефелиновых руд, подобных Кия-Шалтырскому месторождению.

Недостатки: В качестве критериев, определяющих снижение ценности полученных результатов, выступает небольшой спектр петрографических разновидностей, которые были непосредственно изучены различными аналитическими методами, а также отсутствие данных по химическому составу акцессорных минералов. Тем не менее, основные задачи работы были решены.

Заключение: Выпускная работа Д.Р. Фаткулина полностью соответствует требованиям ГАК и может быть допущена к защите с оценкой «отлично». Сам претендент заслуживает присуждения звания «бакалавр наук в области геологии».

Руководитель _____

(подпись, инициалы, фамилия)

Т.С. Краснова

«22» июня 2017 г.

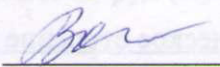
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Геолого-географический факультет

УТВЕРЖДАЮ

Руководитель ООП Геохимия

по направлению 05.03.01 Геология

 И.В. Вологодина

«20» апреля 2016г.

ЗАДАНИЕ

По подготовке выпускной квалификационной работы бакалавра

студенту 02301 группы Фаткулину Дмитрию Рафаильевичу

1. Тема работы Особенности состава фойдолитов Кия-Шалтырского месторождения нефелиновых руд (Кузнецкий Алатау)
2. Цель и содержание работы. Целью данной работы является получение навыков комплексной интерпретации результатов геологических, петрографических, минералогических и петрохимических исследований для построения генетической модели конкретной природной ассоциации магматических фойдолитов Кия-Шалтырского месторождения нефелиновых руд (Кузнецкий Алатау). Содержание работы предполагает петрографическую диагностику и классификацию разных типов фойдолитов Кия-Шалтырского месторождения. Анализ главных породообразующих, рудных и аксессуарных минералов.
3. Перечень вопросов, решаемых по заданию заинтересованных организаций и их наименование. По заданию НИЛ СПМ ТГУ (в рамках выполнения ряда научных проектов) необходимо изучить особенности вещественного состава породообразующих и аксессуарных минералов ассоциации ультраосновных щелочных пород, определить роль рудных минералов при формировании данного месторождения.

4. Обязательные графические приложения – Схема строения Кия-Шалтырского щелочно-габброидного плутона, иллюстрация внутреннего строения отдельных фрагментов структур и микроструктур пород, графики поведения химических элементов в процессе кристаллизации магматического расплава и эволюции состава минералов.

5. Сроки представления завершенной работы:

- руководителю ВКР *за восемь дней до защиты*
- в ГЭК *за три дня до защиты*

6. Предзащита на кафедре *за четырнадцать дней до защиты*

7. Консультанты по разделам работы.- В.В. Врублевский, проф. ГГФ, О.М. Гринев, доц. ГГФ (геологическое строение Кия-Шалтырского массива, петрографическая диагностика), Д.В. Лычагин, проф. ГГФ, Е.В. Корбовяк, мнс ЦКП «АЦГПС» (диагностика минеральных фаз и интерпретация результатов их вещественного состава на электронном микроскопе).

8. Дата выдачи задания «20» декабря 2016г.

Руководитель ВКР – Доцент каф. Петрографии ГГФ, ТГУ, Т.С. Краснова
должность, место работы, инициалы, фамилия, подпись



Утверждаю на заседании кафедры петрографии

«13» декабря 2016 г. Протокол №10

Задание принял к исполнению _____



РЕФЕРАТ

Особенности состава фойдолитов Кия-Шалтырского месторождения нефелиновых руд (Кузнецкий Алатау): ВКР бакалавра / Д.Р.Фаткулина. – 42 с., 17 рис., 4 табл.

Объект исследования: фойдолиты Кия-Шалтырского месторождения нефелиновых руд (Кузнецкий Алатау).

Цель работы – получение навыков комплексной интерпретации результатов геологических, петрографических, минералогических и петрохимических исследований для построения генетической модели конкретной природной ассоциации – магматических фойдолитов Кия-Шалтырского месторождения нефелиновых руд (Кузнецкий Алатау).

В процессе работы проведено:

- ознакомление с литературными и графическими источниками;
- изучение геологического строения района по литературным источникам;
- петрографическая характеристика пород;
- изучение химического состава породообразующих минералов;
- изучение петрохимических особенностей пород;
- нормативный пересчет их составов по методу CIPW.

В результате проведенного нами комплекса структурно-петрологических исследований фойдолитов Кия-Шалтырского массива нами было выделено четыре типа разновидностей, которые отражают генетические особенности условий кристаллизации высокоглиноземистых щелочных магм.

Ключевые слова: Кия-Шалтырское месторождение, фойдолиты, петрография, петрохимия, Кузнецкий Алатау, уртит, ийолит-порфир, пегматойдный ийолит, микройолит.

Оглавление

Введение	5
Глава 1. Общая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау	6
Глава 2. Структурные особенности формирования Кия-Шалтырского plutона	11
2.1 Особенности внутреннего строения уртитового тела	12
Глава 3. Петрография и минералогия пород Кия-Шалтырского plutона	15
3.1 Петрографическое описание	15
3.2 Сравнительная характеристика фойдолитов	26
3.3 Состав породообразующих минералов	28
Глава 4. Петрохимические особенности	32
4.1 Петрохимические диаграммы	32
4.2 Диаграммы индекса кристаллизации	35
4.3 Нормативный пересчет	38
Заключение	40
Литература	41

Список сокращений

АССО – Алтае-Саянская складчатая область

ОБР – Образец

ИК – Индекс кристаллизации

Введение

Объектом исследования являются фойдолиты Кия-Шалтырского месторождения нефелиновых руд (Кузнецкий Алатау).

Целью данной работы является получение навыков комплексной интерпретации результатов геологических, петрографических, минералогических и петрохимических исследований для построения генетической модели конкретной природной ассоциации – магматических фойдолитов Кия-Шалтырского месторождения нефелиновых руд (Кузнецкий Алатау).

Задачи: 1. Изучить петрографическую диагностику и классификацию разных типов фойдолитов Кия-Шалтырского месторождения 2. Провести анализ главных породообразующих, рудных и акцессорных минералов.

Для достижения поставленной цели были реализованы следующие *задачи*:

- ознакомление с литературными и графическими источниками;
- изучение геологического строения района;
- петрографическая характеристика пород;
- изучение химического состава породообразующих минералов;
- изучение петрохимических особенностей состава пород;
- нормативный пересчет составов по методу CIPW.

В основу работы положены результаты полевых и лабораторных исследований габбро-уртитовой ассоциации Кия-Шалтырского массива в северо-восточной части Кузнецкого Алатау, проводимых коллективом НИЛ СПМ ТГУ в 1999–2004 гг. в рамках выполнения проектов ФЦП «Интеграция» (№№ Е0254, 6-33245), НИР (№ гос. регистрации 01200215452, № РИ-111.0/003/053), РФФИ (грант № 04-05-64331), Министерства образования и науки России (№ Е 02-9.0-92), НП «Университеты России» (проект № УР.09.01.042), Федерального агентства по образованию (грант № АО4-2.13-480).

Для диагностики петрографических особенностей пород были использованы шлифы, подготовленные в учебной шлифовальной мастерской ГГФ ТГУ.

Выражаю свою благодарность моему научному руководителю Т.С. Красновой, доценту кафедры петрографии; И.Ф. Гертнеру, доценту кафедры петрографии; А.И. Чернышову, заведующему кафедрой петрографии и И.В. Вологдиной, доценту кафедры петрографии за огромную поддержку в написании данной работы.

Глава 1. Общая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау

По особенностям своего строения Кузнецкий Алатау рассматривается в качестве раннекаледонской складчатой системы (Кузнецов, 1954). На севере эта система погружается под мезозойско-кайнозойские отложения Западно-Сибирской плиты, на юге граничит с каледонидами Горного Алтая, а на западе и востоке перекрывается наложенными герцинскими структурами Кузнецкого прогиба и Минусинской впадины (рис. 1.1) (Войтенко, 2003).

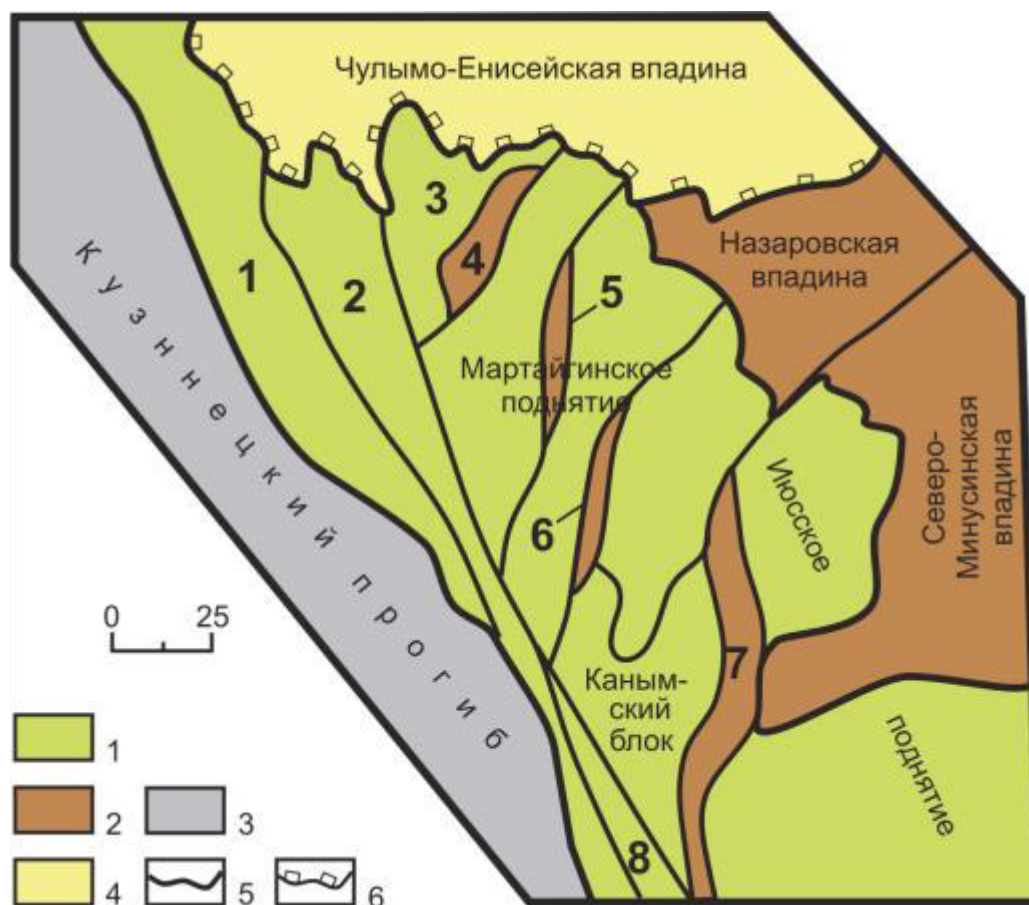


Рис. 1.1. Геолого-структурная схема северо-восточной части Кузнецкого Алатау. Составлена по (Корреляция ..., 2000) с изменениями (Войтенко Д.Н, 2003).

1 – Кузнецко-Алатауская каледонская складчатая система; 2 – наложенные среднепалеозойские структуры в пределах каледонских складчатых систем; 3 – наложенные позднепалеозойские структуры; 4 – мезозойско-кайнозойские впадины; 5 – границы палеозойских блоков, поднятий, впадин, прогибов, вулканно-тектонических депрессий; 6 – границы мезозойских, кайнозойских впадин.

Цифрами на схеме обозначены локальные структуры: 1 – Пезасско-Золотокитатское поднятие; 2 – Тайдонский грабен; 3 – Чумайский блок; 4 – Палатнинская вулканно-тектоническая депрессия; 5 – Талановский грабен; 6 – Растайский грабен; 7 – Саралинский грабен; 8 – Томский блок.

Областью локализации интрузивных массивов повышенной щелочности в Кузнецком Алатау является его северо-восточный склон или Мариинская Тайга, в сложном складчато-глыбовом строении, которой выделены метаморфические комплексы

докембрийского фундамента, раннекаледонские складчатые ансамбли и рифтогенные структуры среднего палеозоя (Войтенко, 2001).

Фрагменты докембрийского фундамента (Терсинский, Томский выступы, Татарский, Суховской, Киргислинский блоки) представлены амфиболитами, габбро-амфиболитами, амфиболовыми кристаллосланцами с линзами мраморов и силицитов. Субстрат metabазитов аналогичен вулканитам типа MORB и OIB. По изотопным данным возраст завершения метаморфизма metabазитов фиксируется на рубеже 694 ± 43 млн. лет. Докембрийские породы принимаются как подстилающее мафическое основание рифей-позднекембрийского карбонатного чехла (Долгушин, 1969).

К позднерифейским отложениям относятся мраморизованные глинисто-кремнисто-известняковые породы и рифогенные доломиты (кабырзинская и малорастайская свиты мощностью 1500–2000 м и 500 м). В нижней части венд-среднекембрийском разреза выделяются доломитовый, известняковый и смешанный фациальные типы общей мощностью 1500–2000 м (растайская, белкинская, западносибирская свиты). Средняя часть разреза в основании представлена преимущественно обломочными породами – конгломератами, песчаниками, алевролитами с прослоями известняков (усть-кундатская свита мощностью не менее 700 м), выше – карбонатными (известняковыми) отложениями (усинская свита мощностью около 2000 м). Возраст перечисленных отложений датируется томмотским для усть-кундатской свиты, атдабанским, ботомским и тойонским для усинской свиты веками раннего кембрия. (Алабин, 1983) Верхняя часть разреза имеет тектонический контакт с подстилающими породами и представлена терригенными отложениями – алевролитами, песчаниками, туфопесчаниками, туфами с прослоями известняков и конгломератов. Возраст данного подразделения определяется по положению в стратиграфическом разрезе как ранее-среднекембрийский (Войтенко, 2003).

Нижне-среднеордовикские осадочные отложения развиты только в пределах наложенных среднепалеозойских впадин вдоль восточного крыла Кузнецко-Алатауского разлома (Золотокитатская, Томская и Кожуховская подзоны). Они представлены окраинно-морскими флишоидными отложениями: конгломератами, песчаниками, алевролитами, мергелями и тонкослоистыми известняками (тайменская свита и ее аналоги), мощность которых изменяется в широких пределах от 1200 м до 2500 м. В зональных разрезах отмечаются фациальные замещения осадочных образований вулканогенно-осадочными и дацит-трахит-трахиандезибазальтовыми вулканогенными породами (Войтенко, 2004).

Нижнедевонские отложения представляют собой лагунно-континентальные образования, выполняющие в пределах Мариинской Тайги мелкие разобщенные грабены

субмеридионального простирания (Саралинский, Талановский, Растайский и др.). Стратиграфические разрезы подобных структур хорошо коррелируются с отложениями девонских посторогенных впадин, развитых на восточной периферии региона – Чулымская, Минусинская, Назаровская. Сводные разрезы данных отложений представлены красноцветными терригенными осадками красногорской свиты – песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, гравелитами, конгломератами, битуминозными известняками и горючими сланцами. Они, без видимого углового несогласия, перекрываются субщелочными и щелочными базальтами, трахитами, трахиандезитами, трахидацитами, реже риолитами (Кортусов, 1967).

Магматизм Кузнецкого Алатау был проявлен в несколько этапов. Рифейско-вендские магматические образования представлены ареалами распространения контрастно дифференцированных низкотитанистых лейкобазальтоидных и плагиориолитоидных пород и высокотитанистых базальтоидов. Возраст пород в основном определяется их стратиграфическим положением в разрезах и остается дискуссионным (Ярошевич, 1962).

С венд-раннекембрийским этапом связывается широкое развитие слабо дифференцированных толеитов океанических островов, с которыми тесно ассоциируют ультрабазиты и базиты, входящие в состав офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау. Они представлены альпинотипными гипербазитами дунит-гарцбургитового, расслоенными интрузивами дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового формационных типов, габбро-диорит-долеритовыми образованиями «дайкового» комплекса, а также малыми интрузиями раннекембрийских плагиогранитов (Краснова, 2005).

Ранне-среднекембрийский этап связан с формированием наиболее полnodифференцированных известково-щелочных и умеренно-щелочных серий с широким развитием пород среднего и кислого состава. В раннем кембрии отмечаются локальные проявления андезит-трахибазальт-базальтового вулканизма. Более поздние стадии среднекембрийского магматизма отмечаются в становлении целого ряда магматических комплексов. К ним относятся широко развитые риодацит-базальт-трахибазальтовые вулканические образования, а также крупные полиформационные интрузивы пестрого состава, объединяющие широкий спектр разновидностей пород от пироксенитов и габброидов до гранитоидов, трассирующих, по-видимому, глубинные разломы или зоны максимального растяжения коры. Незначительные по объему проявления андезит-базальтовых вулкаников фиксируются на границе среднего и позднего кембрия в пределах Гавриловского, Мурюкского и Тайдонского грабенов. Становление гранитоидных батолитов и монцодиорит-монцонит-граносиенитовых

интрузивов приурочено к заключительному этапу каледонской тектономагматической деятельности в пределах Кузнецкого Алатау (Краснова, 2005).

Ордовикские магматические комплексы имеют локальное распространение и связаны с наложенными среднепалеозойскими протоорогенными впадинами вдоль главного линеамента Кузнецкого Алатау, выполненными окраинно-морскими флишоидными отложениями. Магматиты представлены граносиенит-меланогранитовыми интрузиями и дацит-трахит-трахиандезибазальтовыми вулканитами. Своим формированием они фиксируют окончательную консолидацию складчатой системы региона, либо начало ее посторогенной активизации (Краснова, 2005).

В девонское время вулканические и интрузивные образования в основном приурочены к дейтероорогенным (рифтовым) структурам. В пределах Мариинской Тайги они представлены серией разобщенных субмеридиональных грабенов (Талановский, Растайский, Саралинский и др.). Вулканическая деятельность выражается в распространении субщелочных и щелочных базальтов, трахитов, трахиандезитов, трахидацитов, реже риолитов (Корреляция ..., 2000).

Интрузивные массивы девона в пределах северо-восточного склона Кузнецкого Алатау сопряжены с одновозрастными вулканитами. Вулканиты представлены сиенит-габбровыми, диорит-габброноритовым, монцодиорит-гранодиорит-меланогранитовым, субщелочно- и щелочными гранитными, щелочно-сиенитовыми комплексами и нефелинсодержащими интрузивами. Традиционно возрастные характеристики для многих комплексов принимаются на основании взаимоотношений с девонскими осадочными и эффузивными толщами и в ряде случаев неоднозначны (Корреляция ..., 2000).

Тектоническая эволюция Кузнецкого Алатау отражается в складчатых структурах и разрывных системах. В пределах каледонид напряженная линейная и изоклиальная складчатость проявлена в комплексах Пезасско-Золотокитатского поднятия и Тайдонского грабена, приуроченных к Кузнецко-Алатаускому разлому. К востоку, в пределах Мартайгинского поднятия, развиты складчатые структуры, в которых наряду с линейной проявлена и брахисинклинальная складчатость. Далее на восток, в области Июсского поднятия, проявлен брахиформный тип складчатости. Девонские наложенные континентальные тектонические структуры – прогибы, впадины, грабены считаются рифтогенными и выполнены континентальной красноцветной молассой и субщелочными и щелочными вулканитами (Мегакомплексы ..., 1988).

Разрывные нарушения Кузнецкого Алатау представляют собой систему разломов разного порядка, образование которых неразрывно связано с развитием Кузнецко-Алатауского разлома с позднерифейско-раннекембрийского времени до мезозоя. Его

глубинная мантийная природа позволяет рассматривать это нарушение в позднерифейско-силурийское время как отражение процессов субдупирования океанической земной коры под континентальную с заложением оперяющих разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Развитие разлома в условиях континентального рифтогенеза (D₂-MZ) на фоне коллизионно-сдвиговых событий отображается заложением оперяющих зон растяжения как субмеридионального, так и субширотного простирания, имеющих при этом глубинную природу (Мегакомплексы ..., 1988).

Краткий обзор геологического строения северо-восточного склона Кузнецкого Алатау показывает, что в истории его развития можно выделить два крупных мегаэтапа: рифей-ордовикский и девон-мезозойский. Первый мегаэтап характеризуется появлением в позднем рифее бассейнов с корой океанического типа и эволюцией различных островодужных систем с образованием соответствующих океанических, островодужных и окраинно-морских комплексов. Основные особенности магматизма в этот период выражаются в нарастании интенсивности проявления, преимущественно фемическим характером магматитов и отчетливой поясовой зональностью в их распределении. Завершение каледонской магматической активности в регионе фиксируется проявлением коллизионного гранитоидного магматизма. Окончание мегаэтапа связывается с формированием геологических комплексов в режиме континентальной окраины калифорнийского типа с пониженной магматической активностью, которая фиксируется в пределах локальных структур Кузнецкого Алатау (Мегакомплексы ..., 1988).

В начале второго мегаэтапа, на фоне коллизионно-сдвиговых событий на окраине Сибирского кратона, происходит формирование крупных дейтероорогенных или рифтогенных впадин вдоль северной и восточной окраин Кузнецко-Алатауского хребта, а также серии узких грабенов на его склонах, выполненных вулканогенными и терригенными породами (Талановский, Растайский, Саралинский и др.). Тектогенез сопровождался заложением и развитием среднепалеозойских окраинно-континентальных вулканоплутонических ареалов с активной магматической деятельностью и образованием комплексов повышенной щелочности. С современных плейт-тектонических позиций данный этап развития региона связывается с процессами постколлизионного, вероятнее всего, континентального рифтогенеза. При этом отмечается резкое сокращение площади осадконакопления с установлением континентального режима на всей территории АССО (Берзин, 1996).

Глава 2. Структурные особенности формирования Кия-Шалтырского плутона

Кия-Шалтырский массив в геоморфологическом отношении составляет одноименную вершину, выступающую в роли водораздела рек Кийский Шалтырь, Бердовка и Безымянка (рис. 2.1).



Рис. 2.1. Общие виды Кия-Шалтырского массива

а - гора Кия-Шалтырь, вид с г. Дедовой (белым контуром выделен карьер и отвалы); **б** – южная часть уртитового тела (выделена белым контуром), вид с запада; **в** – уртитовое тело (выделено белым контуром), вид с севера ; **г** – тело мезократового габбро, в центре белое пятно – мраморизованные известняки между пойкилитовым мезогаббро и уртитам, вид с запада.

Он представляет собой дифференцированную многофазную интрузию в виде комбинации трех автономных тел штокообразной формы с почти вертикальным падением контактов (рис. 2.2).

Северо-восточная часть массива сложена лейкократовым трахитоидным субщелочным габбро, сменяющееся на юго-западе телом мезо- и меланократовых пойкилоофитовых разновидностей габбро, с которыми ассоциируют мелкие проявления тералитов. Уртиты образуют обособленное линейное вытянутое тело дугообразной формы с преобладающим северо-западным простиранием, которое располагается на южном и юго-западном фланге Кия-Шалтырского массива. Общая площадь интрузива на поверхности составляет 1,8 км², большая доля приходится на габброиды (около 80%), уртиты занимают только пятую часть (Войтенко, 2002).

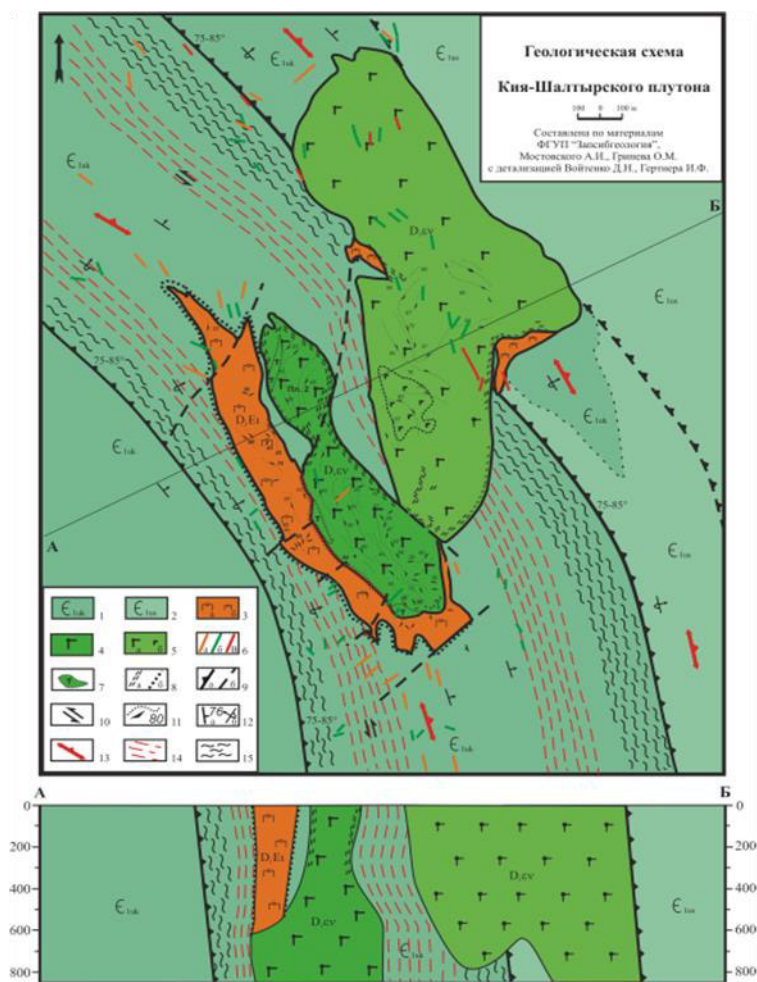


Рис. 2.2. Геологическая схема Кия-Шалтырского плутона

Условные обозначения: 1-2 - отложения нижнего кембрия: 1 - усть-кундатская свита; 2 - усинская свита; 3 - 7 - интрузивные образования: 3 – уртиты (а); ийолиты (б); 4 - пойкилитовое мелано- и мезогаббро; 5: а - трахитоидное лейкогаббро; б - порфировидное трахитоидное лейкогаббро; 6 - дайковые образования (вне масштаба): а - фойдолиты; б - субщелочные и щелочные габброиды; в - нефелиновые и щелочные сиениты; 7 - тералиты; 8: а - эндоконтактовые пироксениты; б - ореол скарнированных пород; 9: а - плоскости надвигов; б - плоскости второстепенных разломов; 10 - направление смещения в зоне пластических деформаций; 11 - элементы залегания структур анизотропии (трахитоидности, минеральной уплотненности и расслоенности); 12 – элементы: а – нормального и б - опрокинутого залегания слоистости нижнекембрийских отложений; 13 - залегание осевой плоскости надвиговой антиформы; 14 - зона пластических деформаций в известняках и 15 – в эффузивно-карбонатной толще.

2.1 Особенности внутреннего строения уртитового тела

Уртитовое тело Кия-Шалтырского месторождения целесообразно рассматривать в плане как комбинацию двух простых форм (рис. 2.2). Одна из них представлена в виде дайкообразного тела длиной немного более 2 км с выклиниванием в северной части при ширине до 200 м, простирающегося в северо-западном направлении. Эта часть рудного тела через узкий перешеек соединяется с небольшим уртитовым телом дугообразной формы с заливообразными контактами и невыдержанной мощностью (не более 100 м), которое выпуклой частью направлено на юго-восток и облегает, таким образом, тело

пойкилитового габбро. По результатам бурения уртиты на глубине подстилаются пойкилитовым габбро. Наибольшая мощность зафиксирована в северной части тела (750 м), вблизи сбросо-сдвигов мощность уменьшается в 3–3,5 раза и составляет около 200 м. Далее на юг по простиранию вертикальная мощность изменяется в пределах 470–630 м. В целом, согласно построенной геометрической объемной модели (Осипов, Макаренко, 1991), уртиты имеют форму слабо наклоненного на запад клина, с погружением с севера на юг, и в продольном сечении представляющего гарполитообразное тело, предположительно с подводящим субцилиндрическим каналом в южной части (Войтенко, 2002).

В уртитовом теле выявлены системы трещин, образование которых происходило на позднегматическом и постконсолидационном этапах становления массива (Войтенко, 2002).

Взаимоотношения уртитов с окружающими породами являются достаточно сложными, особенно контакт с пойкилитовым габбро, интерпретация которого выражается в существовании разных мнений на последовательность формирования этих главных интрузивных фаз. Контакт уртитов с вмещающими карбонатными отложениями представлен оторочкой мелилит-волластанитовых скарнов с везувианом, цеболитом, а также приконтактных зон интенсивно измененных (обохренных, с перекристаллизованными сульфидами) эффузивных пород (Войтенко, 2002).

Сложные взаимоотношения между пойкилитовым габбро и урритами отмечаются в проявлении нескольких зон. В зоне эндоконтактов уртитов (ийолитов, реже мельтейгитов) отмечается плагиоклаз. Контактново-реакционная зона представлена преимущественно пироксеновыми породами с явной гипидиоморфнозернистой структурой с наложенными метасоматическими структурами. Последние слагаются вновь образованными пироксеном, плагиоклазом, нефелином и рудными минералами. В этой переходной области отмечаются как обособления уртитов, так и габбро. В эндоконтатковой зоне габброидов, представленной пироксенитами, появляется нефелин (Войтенко, 2002).

В целом уртиты характеризуется относительно выдержанным вещественным составом. Тем не менее, согласно последним данным, выявлена вертикальная неоднородность по химическому составу рудного тела. Наиболее распространенными петрографическими разновидностями являются уртиты. (Войтенко, 2002).

Пространственная ориентировка элементов минеральной уплотненности в урритах в большинстве случаев оказывается конформной контактам рудного тела. В качестве наиболее надежных элементов прототектоники могут рассматриваться жильные тела пегматоидных и мелкозернистых ийолитов, микроийолитов и ийолит-порфиров, которые

встречаются довольно часто среди уртитов, особенно вблизи экдоконтактных зон (Войтенко, 2002).

Глава 3. Петрография и минералогия пород Кия-Шалтырского плутона

3.1 Петрографическое описание

В данной главе приводится петрографическое описание ультраосновных фойдолитов – уртиты, микройолиты, ийолит-порфиры, пегматоидные ийолиты, ийолит с ксенолитами уртита.

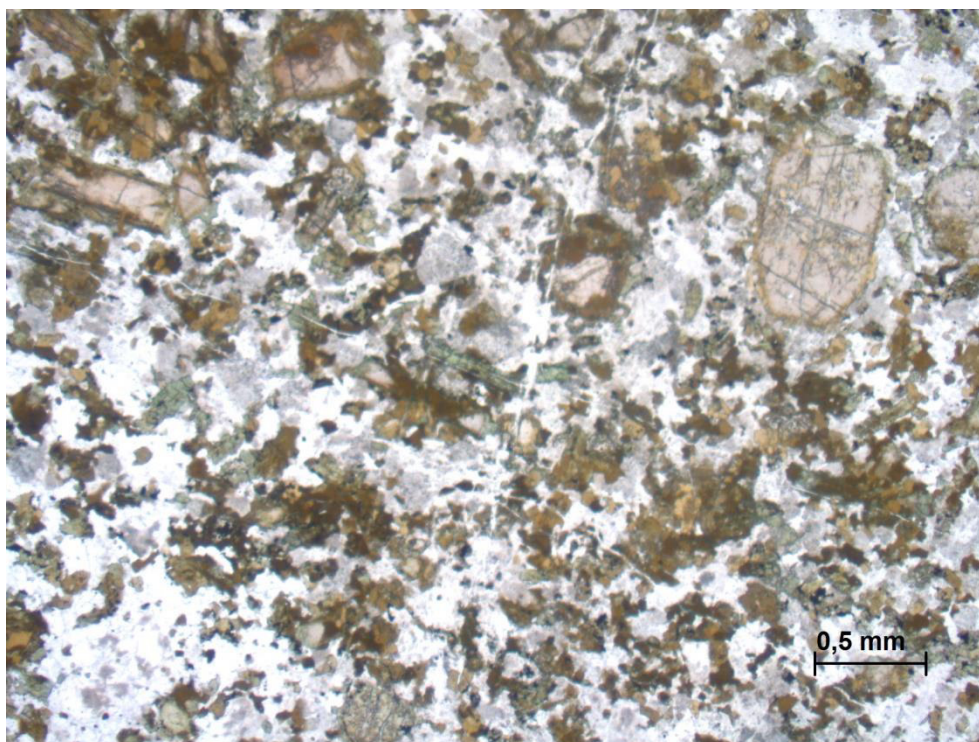
Обр. КШ 21/13 – микройолит

Образец представляет собой мезократовый тонкозернистый агрегат. Текстура породы: плотная, однородная.

Под микроскопом наблюдается следующий минеральный состав:

- 1) Основные минералы: нефелин (60%), клинопироксен (37%).
- 2) Второстепенные: кальцит (2%), титаномагнетит (1%).
- 3) Вторичные: цеолиты, канкринит.

Общая микроструктура в породе – панидиоморфнозернистая (рис. 3.1.). Структура характеризуется присутствием в породах зерен клинопироксена вытянутой формы.



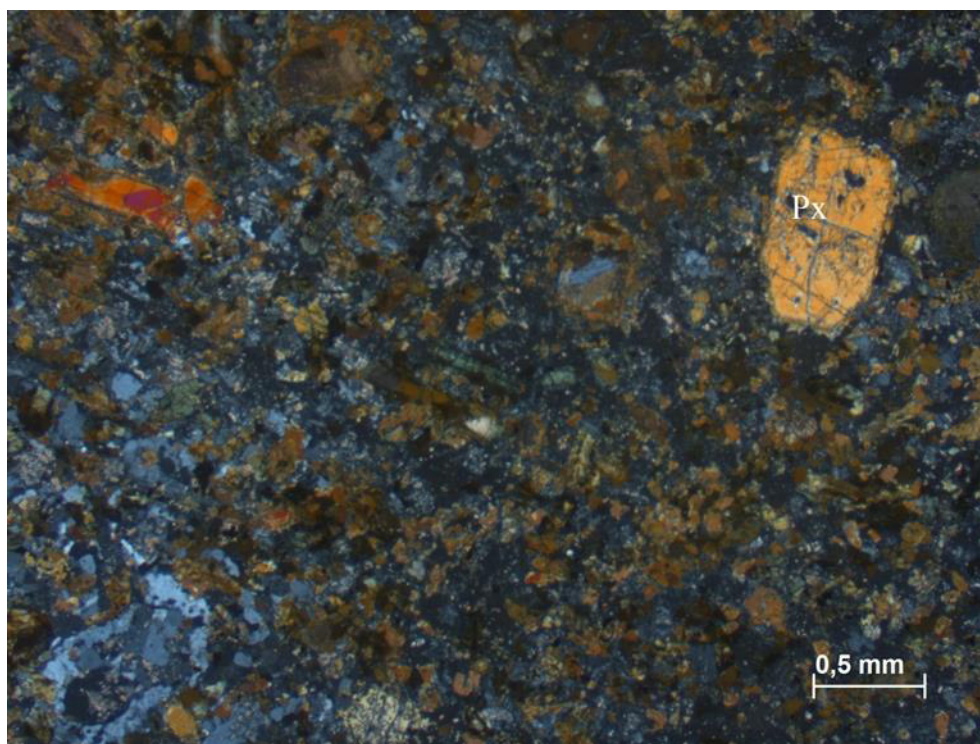


Рис. 3.1. – Панидиоморфнозернистая структура в микройолите. Микрофотография в параллельных (верхнее фото) и скрещенных (нижнее фото) николях (обр. Кш 21/13).

Нефелин в мелкозернистой массе имеет квадратную форму зерен. Границы зерен четкие; минерал обладает высокой степенью идиоморфизма. Средний размер зерен: 0,32 мм.

Оптические свойства: нефелин имеет низкое двупреломление $N_g - N_p \sim 0,004$, прямое погасание. Минерал одноосный, отрицательный. Интерференционная окраска серая.

Вторичные преобразования характерны при замещении отдельных зерен нефелина. По трещинам развиваются цеолиты, которые обладают низкими цветами интерференции и обладают шестоватой формой агрегатов. На пересечение трещин наблюдается канкринит, который имеет бесцветные зерна с высоким двупреломлением $N_g - N_p \sim 0,022$.

Клинопироксен представлен двумя генерациями зерен, которые имеют разную форму. Размер зерен варьирует от 0,2 до 0,6 мм.

Первая генерация представлена фассаитом. Минерал имеет буровато-фиолетовый оттенок. Заметно плеохроирует. Оптические свойства: $N_g - N_p \sim 0,025$, $c:N_g = 32-54^\circ$. Размер зерен варьирует до 1,2 мм.

Вторая генерация представлена эгирин-авгитом. Спайность, совершенная по призме (110) в одном направлении. Обладает темно-зеленым цветом при одном николе. Оптические свойства: $N_g - N_p \sim 0,037$, $c:N_p = 10-35^\circ$. Минерал заметно плеохроирует по прямой схеме абсорбции с дисперсией оптических осей. Размер зерен до 1,2 мм.

В некоторых зернах наблюдаются прорастания нефелина в длиннопризматических зернах клинопироксена.

Кальцит представлен единичными субизометричными зернами. Размер зерен варьирует от 0,2 до 0,45 мм. Границы зерен четкие. По породе расположен хаотично и в небольшом количестве. Обладает высоким двупреломлением $N_g - N_p \sim 0,172$. В одном николе бесцветен, а в скрещенных николях имеет перламутровые цвета интерференции.

Титаномагнетит присутствует в качестве постоянной примеси в породе. Форма зерен субизометричная. Размер зерен до 0,2 мм. По породе расположен хаотично, в основном заполняя пространство между другими минералами. Изотропен при одном и в скрещенных николях.

Ийолит-порфиры

Образцы представляют собой мезократовую порфировидную породу с крупнозернистой основной массой. Текстура пород: плотная, массивная.

Таблица 1 – Количественно-минералогический состав основной массы.

(Обр. 21/3)	(Обр. 3)
Нефелин – 44%	Нефелин – 42%
Клинопироксен – 40%	Клинопироксен – 38%
Кальцит – 8%	Кальцит – 13%
Титаномагнетит – 7%	Титаномагнетит – 7 %
Вторичные: цеолит, канкринит	Вторичные: цеолит, либенирит

Порфировидные вкрапленники в породах на 70–80% состоят из нефелина, 10–15% клинопироксена и кальцита 5%, также имеются рудные минералы в небольшом количестве.

Структура породы – порфировая с панидиоморфнозернистой микроструктурой в основной массе. Порфировая структура отличается наличием крупных зерен нефелина, которые погружены в агрегат зерен клинопироксена и фельдшпатоидов более мелкого размера (рис 3.2)

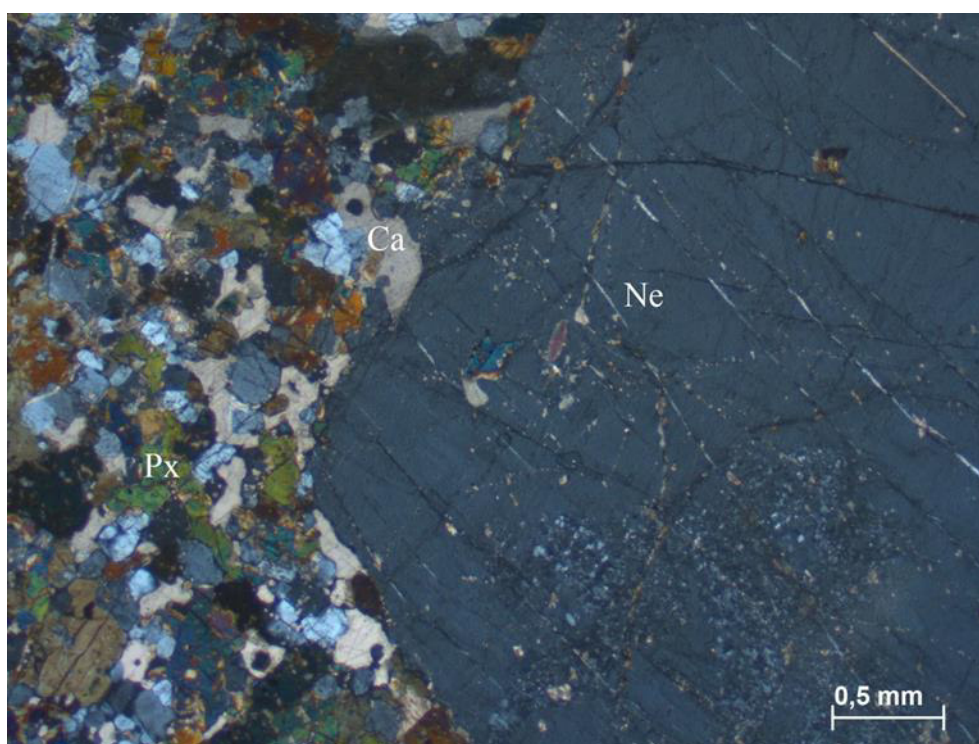


Рис. 3.2. – Порфировая структура обладающая наличием крупных зерен нефелина погруженных в агрегат зерен клинопироксена и фельдшпатоидов более мелкого размера. Микрофотография в параллельных (верхнее фото) и скрещенных (нижнее фото) николях (обр. №3, Ne-нефелин, Px-клинопироксен, Ca-кальцит).

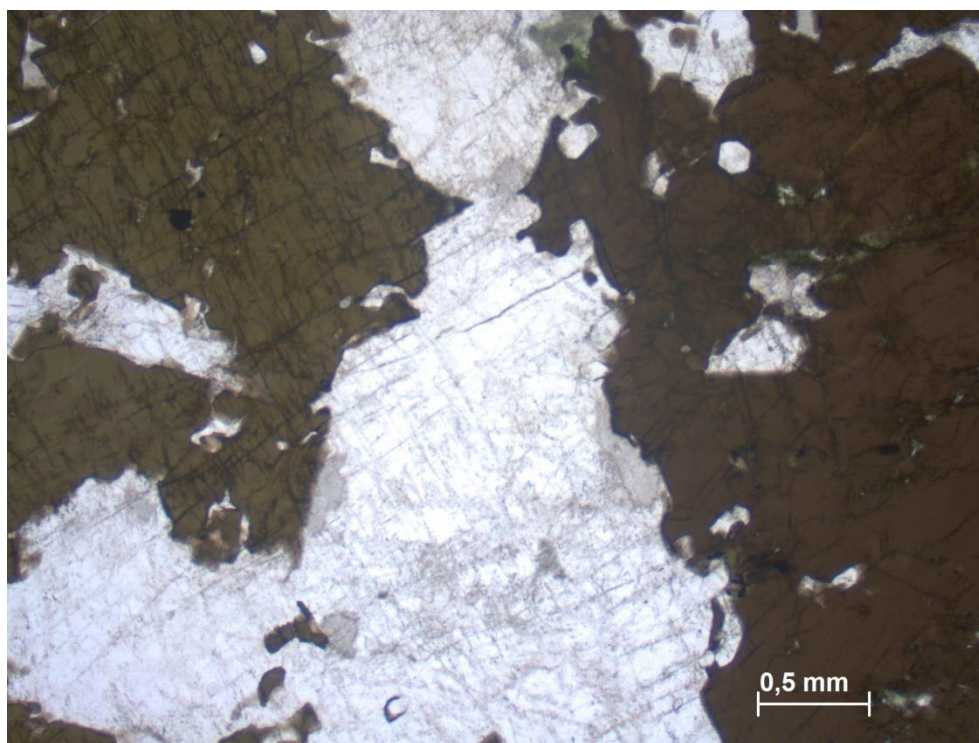
Нефелин в порфировидных вкрапленниках представлен квадратными, прямоугольными зернами. Размер зерен варьирует от 4 до 8 мм. Границы зерен четкие.

Минерал обладает высокой степенью идиоморфизма. Отдельные зерна разбиты микротрещинами, которые заполнены пойкилитовыми включениями кальцита.

Нефелин основной массы имеет в основном субизометричную форму зерен. Границы зерен четкие. Минерал обладает высокой степенью идиоморфизма. Размер зерен в среднем достигает 0,4 мм.

Нефелин имеет низкое двупреломление $N_g - N_p \sim 0,004$, прямое погасание. Минерал одноосный, отрицательный. Интерференционная окраска серая.

Вторичные преобразования характерны при замещении отдельных зерен нефелина и, как правило, эти замещения развиваются по трещинам зерен и представлены либнеритом, канкринитом и цеолитами (рис. 3.3). По трещинам развиваются цеолиты, которые обладают низкими цветами интерференции и обладают шестоватой формой агрегатов. На пересечение трещин наблюдается либнерит, который имеет чешуйчатую форму зерен и также на пересечение трещин наблюдается канкринит, который имеет бесцветные зерна.



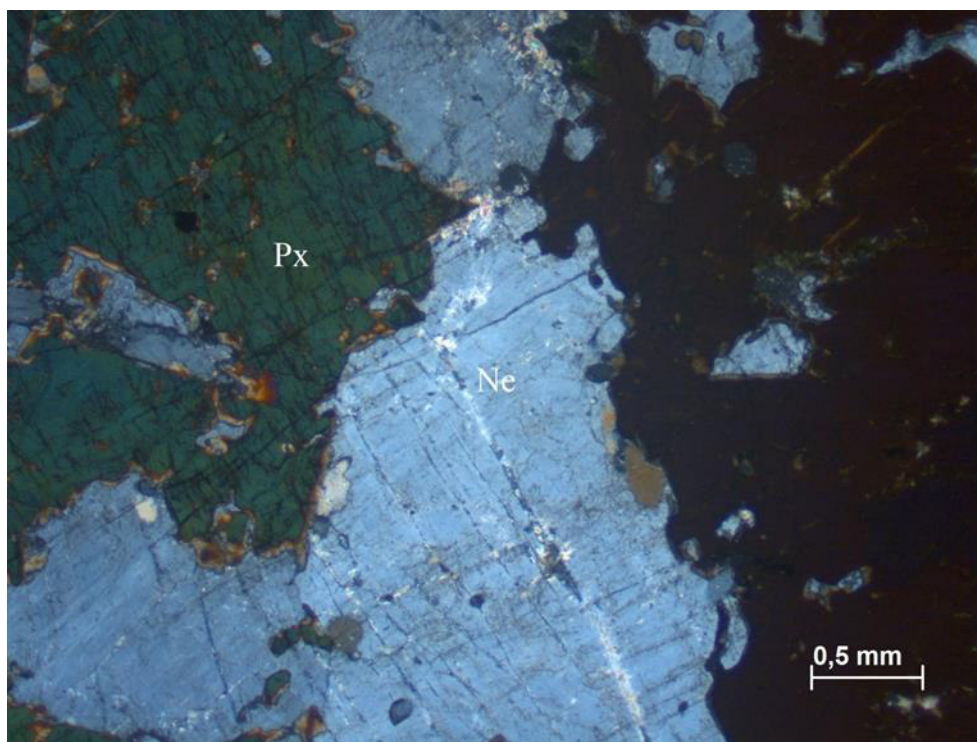


Рис. 3.3 – По трещинкам в зернах нефелина развиваются цеолиты и канкринит. Микрофотография в параллельных (верхнее фото) и скрещенных (нижнее фото) николях (обр. 21/3, Ne-нефелин, Px-клинопироксен).

Клинопироксен представлен зернами, которые имеют чаще неправильную, реже субизометричную форму. Размер зерен варьирует от 0,3–0,8 мм. В основном представлен минералами авгита.

Авгит имеет совершенная спайность по призме (110) в одном направлении. Он обладает характерными углами погасания $c:Ng = 42^\circ$. В скрещенных николях имеет высокие цвета интерференции.

Кальцит представлен зернами неправильной формы, которые выполняют интерстиции между зернами нефелина. Полностью раскристаллизован, не является продуктом вторичного образования. Размер зерен варьирует от 0,8 до 1,44 мм. Границы зерен четкие. Обладает высоким двупреломлением $Ng-Np \sim 0,171$. В одном николе бесцветен, а в скрещенных николях имеет перламутровые цвета интерференции и характерную штриховку.

Титаномагнетит присутствует в качестве постоянной примеси в породе. Форма зерен неправильная. Размер зерен до 0,14 мм. По породе расположен хаотично, в основном заполняя пространство между другими минералами. Изотропен при одном и в скрещенных николях.

Обр. №13/21 – Пегматоидный ийолит

Образец представляет собой мезократовый крупнозернистый агрегат (рис. 3.4)
Текстура породы: плотная, однородная.

Под микроскопом наблюдается следующий минеральный состав:

- 1) Основные минералы: нефелин (50%), клинопироксен (40%)
- 2) Второстепенные: кальцит (4%), апатит (4%), титаномagnetит (2%).
- 3) Вторичные: цеолиты, либнерит, анальцим.



Рис. 3.4 – Образец пегматоидного ийолита

Структура породы – пегматоидная. Порода имеет свежий облик, минеральный состав тот же, что и в уртитах, и представлен клинопироксеном и нефелином. В некоторых случаях для породообразующих минералов отмечаются вторичные изменения. Вторичные преобразования характерны при замещении отдельных зерен нефелина и, как правило, эти замещения представлены либнеритом, цеолитами и анальцимом. В шлифе можно наблюдать шпрецштейн – волокнистый агрегат цеолитов, чаще всего натролитов (рис. 3.5). В местах замещения нефелина по краям наблюдается либнерит, который имеет чешуйчатую форму зерен и анальцим, который имеет таблитчатую форму образований.

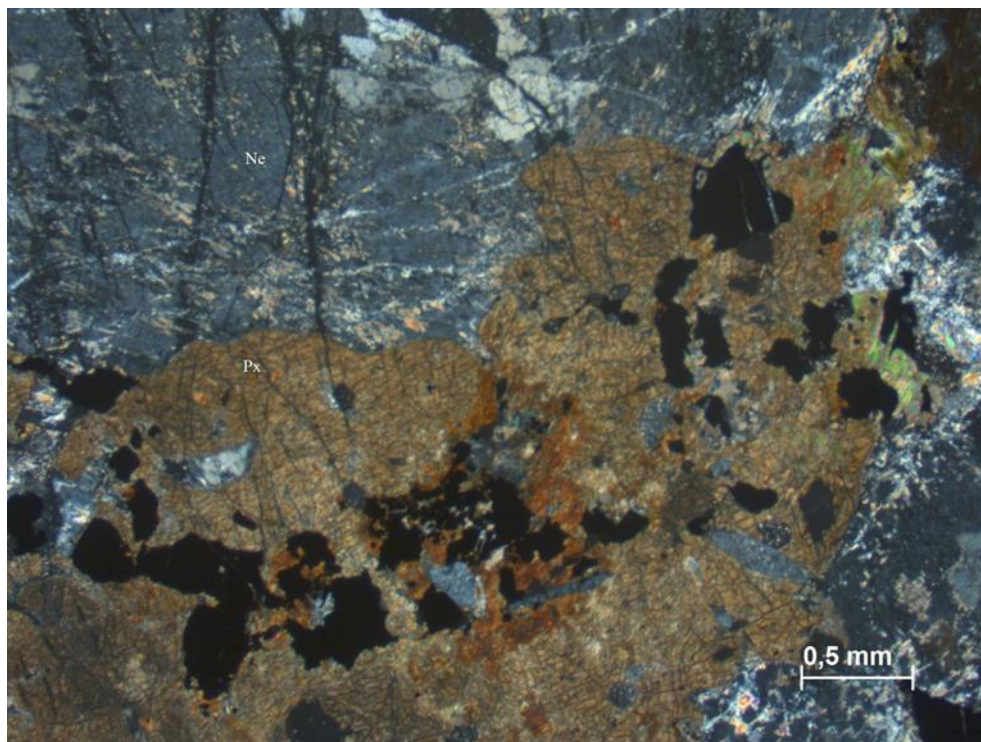


Рис. 3.5. – Замещение отдельных зерен нефелина цеолитами и либенеритом. Микрофотография сделана в скрещенных николях (обр. 13/21, Ne-нефелин, Px-клинопироксен).

Клинопироксен представлен зернами, которые имеют неправильную, реже субизометричную форму. В основном представлен авгитом. Спайность совершенная по призме (110) в одном направлении. Он обладает характерными углами погасания $c:Ng - 42^0$; $Ng-Np \sim 0,025$. Цвет при одном никеле бесцветный, а в скрещенных имеет высокие цвета интерференции.

В зернах пироксена имеется большое количество включений апатита, который присутствует в породе в качестве второстепенного минерала. Размер зерен до 0,2 мм. При одном никеле бесцветный. Минерал одноосный, отрицательный. Также имеет высокий рельеф. Для минерала характерно прямое угасание

Титаномагнетит присутствует в качестве постоянной примеси в породе. Форма зерен неправильная. Размер зерен до 0,19мм. По породе расположен хаотично, в основном заполняя пространство между другими минералами. Изотропен при одном и в скрещенных николях.

Обр. КШ 21/12 – ийолит с ксенолитами уртита

Образец представляет собой мезократовый среднезернистый агрегат ийолита, в основной массе которого присутствуют «ксенолиты» уртита (рис. 3.6). Текстура породы: плотная, массивная.

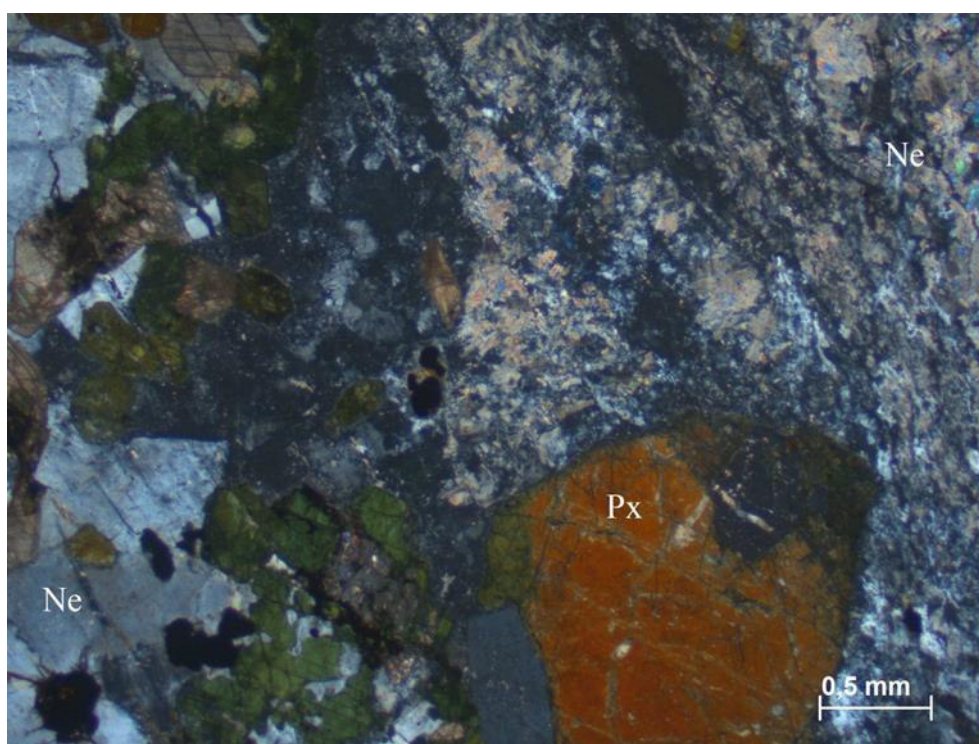
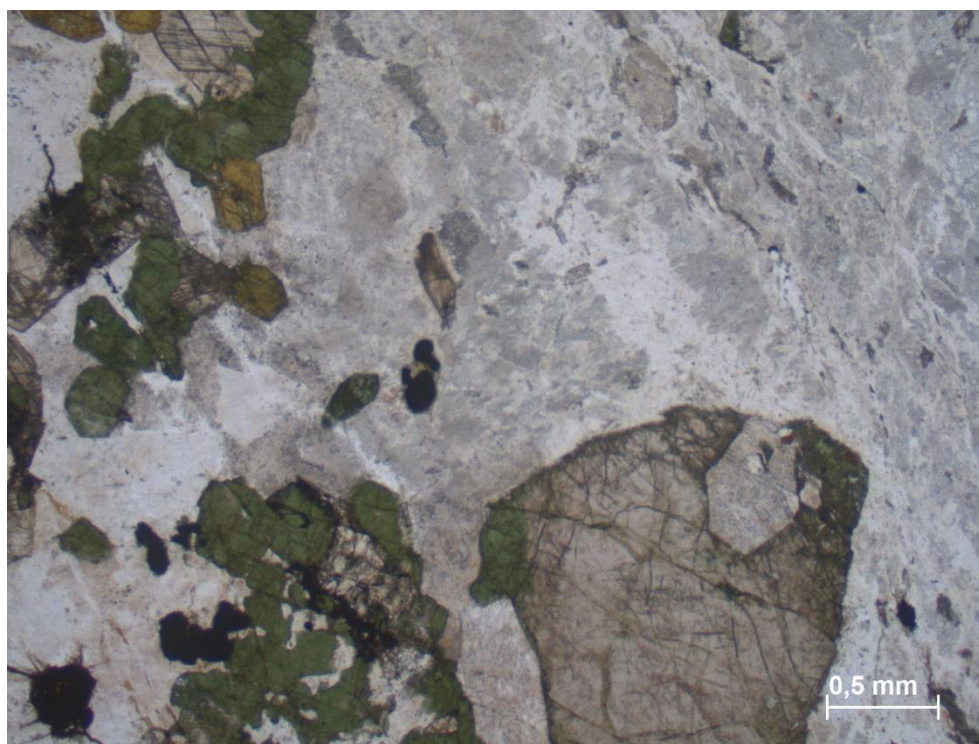


Рис. 3.6. – Граница между неизмененными зернами нефелина в ийолите (левая часть) и полностью замещенными зернами нефелина в ксенолитах уррита (правая часть). Зерна нефелина в уррите замещены канкринитом и цеолитами (обр. КШ 21/12, Ne-нефелин, Px-клинопироксен).

Под микроскопом наблюдается следующий минеральный состав ийолита:

- 1) Основные минералы: нефелин (52%), клинопироксен (37%)
- 2) Второстепенные: кальцит (6%), титаномагнетит (5%).
- 3) Вторичные: цеолиты, канкринит.

В ксенолитах уррита на микроскопическом уровне отчетливо проявлена гипидиоморфнозернистая структура, отражающая резкий идиоморфизм нефелина по отношению к пироксену.

Минералогический состав урритов определяется высоким содержанием нефелина (до 80%) с резко подчиненной ролью клинопироксена. Нефелин представлен идиоморфными прозрачными зернами. Размер зерен варьирует от 4 до 8 мм.

Продукты замещения нефелина отмечаются вдоль тонких трещинок или по периферии зерен. Обычно развиваются цеолиты. При полном замещении зерен нефелина наблюдается развитие канкринита, который имеет бесцветные зерна с высоким двупреломлением $N_g - N_p \sim 0,022$.

Моноклинный пироксен представлен зернами неправильной формы, который заполняет интерстиции между зернами нефелина. Пироксен представлен эгирин-авгитом, который имеет ярко-зеленую окраску и плеохроизм. Оптические свойства: $c:N_p = 10-35^\circ$, $N_g - N_p \sim 0,029-0,037$. Вторичные изменения по пироксену представлена амфиболизацией (роговая обманка).

В качестве пойкилитовых включений отмечаются мелкие кристаллы титаномагнетита.

Ийолит обусловлен присутствием идиоморфных зерен нефелина с характерной квадратной, прямоугольной формой. При этом промежутки между светлыми минералами выполняют зерна клинопироксена.

Нефелин представлен идиоморфными зернами размером от 0,6 до 0,9 мм. Оптические свойства: $N_g - N_p \sim 0,004$. Погасание прямое. Минерал одноосный, отрицательный.

Моноклинный пироксен представлен зернами неправильной формы, реже субизометричной формы. Пироксен представлен эгирин-авгитом, который имеет ярко-зеленую окраску и плеохроизм. Оптические свойства: $c:N_p = 10-35^\circ$, $N_g - N_p \sim 0,037$.

Кальцит представлен единичными зернами, которые имеют шестоватые агрегаты. Размер зерен варьирует от 0,4 до 0,8 мм. Границы зерен четкие. По породе расположен хаотично и в небольшом количестве. Обладает высоким двупреломлением $N_g - N_p \sim 0,172$. В одном никеле бесцветен, а в скрещенных николях имеет перламутровые цвета интерференции. Встречаются отдельные зерна с очень сильным замещением.

Титаномагнетит присутствует в качестве постоянной примеси в породе. Размер зерен до 0,3 мм. По породе расположен хаотично, в основном заполняя пространство между другими минералами. Изотропен при одном и в скрещенных николях.

Обр. №13/23- ийолит с/з

Образец представляет собой мезократовый среднезернистый агрегат. Текстура пород: плотная, однородная.

Количественно-минералогический состав:

- 1) Основные: нефелин (45%), клинопироксен (41%)
- 2) Второстепенные: кальцит (5%), биотит (5%), титаномагнетит (4%)
- 3) Вторичные: цеолит, канкринит.

Общая микроструктура в дайках такого состава аллотриоморфнозернистая.

Нефелин имеет квадратные зерна. Максимальный размер зерен нефелина достигает 2,8 мм. Границы зерен четкие. Минерал обладает высокой степенью идиоморфизма. Для отдельных зерен характерно замещение отдельных зерен нефелина цеолитом. По трещинам развиваются цеолиты, которые обладают низкими цветами интерференции и обладают шестовой формой агрегатов. На пересечение трещин наблюдается канкринит, который имеет бесцветные зерна. Двупреломление низкое $N_g-N_p=0,003$. Интерференционная окраска серая. Погасание прямое. Минерал одноосный, отрицательный.

Клинопироксен ийолита представлен зернами, которые имеют неправильную аллотриоморфную форму. Максимальный размер зерен достигает 0,8 мм. Минерал заполняет пространство между порфировыми зернами нефелина. Спайность совершенная по призме (110) в одном направлении. Он обладает характерными углами погасания от 42° . Цвет при одном никеле: бесцветный, а в скрещенных имеет высокие цвета интерференции.

Кальцит представлен единичными субизометричными зернами. Размер зерен от 0,3 до 0,42 мм. Обладает высоким двупреломлением $N_g-N_p \sim 0,170$. В одном никеле бесцветен, а в скрещенных николях имеет перламутровые цвета интерференции и характерную штриховку.

Биотит представлен вытянутыми листочками в основной массе, занимающими пространство между зёрнами нефелина и клинопироксена. Размер зерен от 0,08 до 0,3 мм. Минерал представлен зёрнами с характерным плеохроизмом от бледно-коричневого до буро-коричневого. В скрещенных николях минерал имеет яркие цвета интерференции. Характерно прямое погасание. $N_g-N_p \sim 0,047$

Титаномагнетит присутствует в качестве постоянной примеси в породе. Размер зерен до 0,3мм. По породе расположен хаотично, в основном заполняя пространство между другими минералами. Изотропен при одном и в скрещенных николях.

3.2 Сравнительная характеристика фойдолитов

Уртиты являются породами массива, образуя интрузивное тело в пределах Кия-Шалтырского массива. Это светло-серые среднезернистые породы, обусловленные преобладанием кристаллов нефелина размеров от 4–6 мм. Пятнистый характер текстуры выражается в скоплении нефелиновых зерен в мономинеральные участки. Признаки хрупкой деформации, выраженной в виде мелкомасштабной трещиноватости обнаруживаются в зонах наложенных разрывных нарушений.

На микроскопическом уровне наблюдается гипидиоморфнозернистая (агпаитовая) структура, которая отмечает резкий идиоморфизм нефелина по отношению к клинопироксену (рис. 3.7).

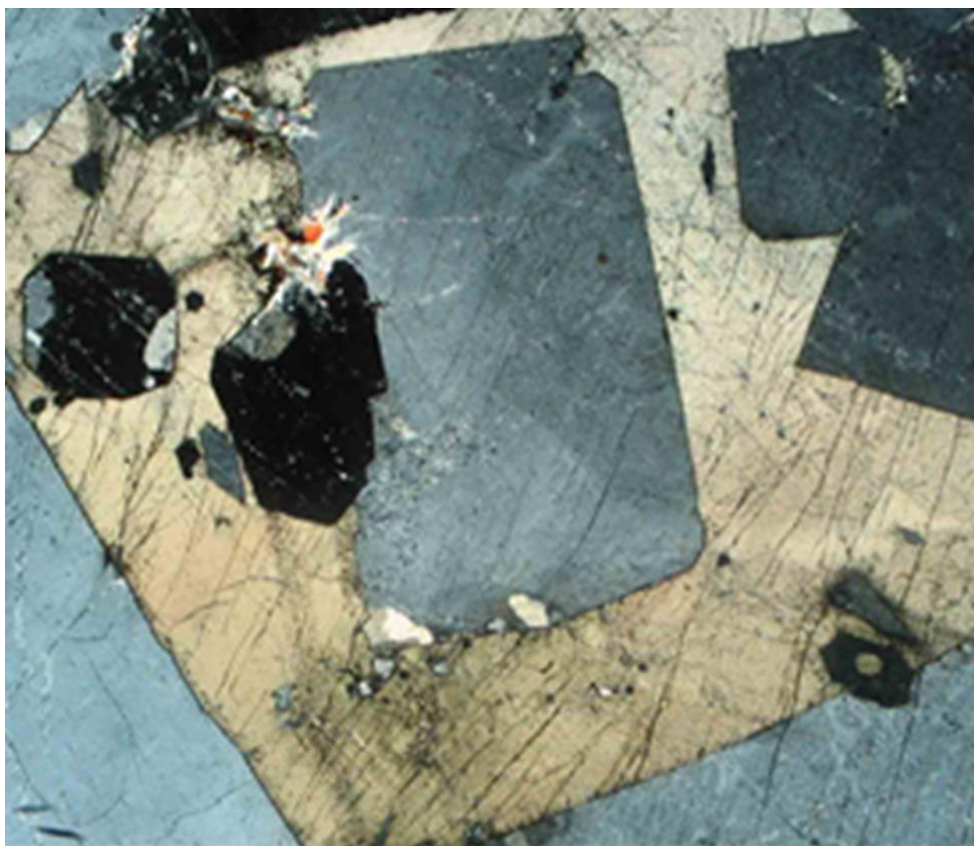


Рис. 3.7. – Идиоморфные кристаллы нефелина в ойкокристалле клинопироксена в уртите (обр. 55-36).

Кристаллы клинопироксена достигают размеров 7-10 мм и выступают в качестве ойкокристаллов, цементирующих идиоморфные зерна нефелина.

Минералогический состав уртитов определяется высоким содержанием нефелина (70–95%), с резко подчиненной ролью клинопироксена. Эндоконтактные зоны характеризуются спорадическим проявлением переходных разновидностей ийолит-уртитов (рис. 3.6) или ийолитов. Среди аксессуарных примесей установлены апатит, а среди рудных титаномagnetит и magnetит. Вторичные образования (канкринит, цеолиты, либнерит, анальцит, кальцит, хлорит) представлены незначительно и развиты

преимущественно в виде маломощных зон метасоматических изменений вдоль разрывных нарушений (рис. 3.5).

Нефелин. Основным породообразующим минералом для уртитов является нефелин. Данный минерал представлен идиоморфными кристаллами. Максимальный размер зерен нефелина достигает 3,8–8 мм. Границы зерен четкие. Минерал обладает высокой степенью идиоморфизма. Оптические свойства: Двупреломление низкое $N_g - N_p = 0,003$. Интерференционная окраска серая первого порядка. Погасание прямое. Минерал одноосный, отрицательный.

Взаимоотношения зерен нефелина и пироксена характеризуются резкими границами.

Продукты замещения нефелина отмечаются вдоль тонких трещинок или по периферии зерен (рис. 3.3). В начальных стадиях обычно развиваются цеолиты (натролит). При полном замещении зерен первичного нефелина (рис. 3.4) наблюдаются развитие канкринита, либнерита, реже анальцита и содалита.

Моноклинный пироксен является вторым породообразующим минералом уртитов и представлен обычно в виде ксеноморфных зерен, размеры которых достигают 7–10 мм. Распределение клинопироксена в уртитах отражает обычно направление слабовыраженной уплощенности. В шлифах данный минерал густо окрашен в темно-коричневые цвета, заметно плеохроирует по прямой схеме абсорбции с дисперсией оптических осей. Его оптические константы: $2V_{Ng} = 47-55^\circ$; $\angle C:N_g = 42-45^\circ$. В качестве пойкилитовых включений, кроме нефелина, отмечаются мелкие кристаллы титаномагнетита, апатита, магнетита. Вторичные изменения по клинопироксену выражаются в развитии хлорита.

Ийолит-порфиры (рис. 3.2) и *микроийолиты* (рис. 3.1) отличаются между собой по наличию вкрапленников нефелина. Породы обычно мезократового облика и по минеральному составу представлены практически равным количеством нефелина и клинопироксена. Из второстепенных минералов в незначительных количествах отмечаются титаномагнетит, кальцит.

В группе пород данного состава необходимо рассмотреть *пегматоидные ийолиты* (рис. 3.4), которые выступают в роли продуктов остаточного расплава в процессе кристаллизации уртитов. На это указывают их непосредственные пространственно-генетические взаимоотношения – нахождение в пределах уртитового тела, невыдержанные извилистые границы по простирацию. Структура породы – пегматоидная.

Порода имеет свежий облик, минеральный состав тот же, что и в уртитах, и представлен клинопироксеном и нефелином. В некоторых случаях для

породообразующих минералов отмечаются вторичные изменения. Вторичные преобразования характерны при замещении отдельных зерен нефелина и, как правило, эти замещения представлены либнеритом, цеолитами и анальцимом. Некоторые зерна практически полностью замещены цеолитами, которые обладают низкими цветами интерференции и обладают шестовой формой агрегатов (рис. 3.5). В местах замещения нефелина по краям наблюдается либнерит, который имеет чешуйчатую форму зерен и анальцим, который имеет таблитчатую форму образований.

3.3 Состав породообразующих минералов

В наших исследованиях основное внимание уделялось изучению особенностей химического состава породообразующих минералов уртитов и, в меньшей степени, ийолитам и пегматоидным ийолитам. Характеристика минералов базируется на детальном петрографическом изучении пород и микронзондовом определении химизма наиболее важных породообразующих минералов (нефелина, пироксенов).

Уртит. Нефелин

Нефелин является существенным минералом ультраосновных фойдолитов. В ультраосновных фойдолитах нефелин образует идиоморфные зерна с квадратными, прямоугольными и гексогональными поперечными сечениями. Типохимические особенности минерала рассматривались во многих работах предыдущих исследователей (Гринев, 1990 и др.). Полученные ими данные выявили следующие главные особенности состава природных нефелинов: 1) дефицит щелочных атомов – $(Na+K) \leq Al$; 2) наличие избыточного кремнезема $Si \geq Al$; 3) постоянные элементы примеси – кальций, магний, реже – железо, титан, марганец;

Таблица 3.1.

Химический состав, кристаллографические формулы нефелина

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	42,55	43,32	42,75	42,02	41,89	42,25	41,39	41,37	41,12	41,70	42,37	41,57
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-
Al ₂ O ₃	34,31	35,10	34,63	34,46	34,15	33,80	33,52	33,26	33,72	34,09	34,75	32,66
FeO	0,46	0,22	0,25	0,30	0,43	0,10	0,46	0,47	0,38	0,12	0,47	0,47
MgO	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
CaO	3,00	2,11	2,59	2,81	2,49	2,80	2,50	2,56	2,57	1,15	2,19	1,74
Na ₂ O	14,43	13,73	15,09	15,47	15,47	16,57	17,67	17,29	17,10	15,79	14,74	17,56
K ₂ O	5,01	5,85	4,31	5,08	5,11	4,87	4,62	4,53	4,88	6,45	5,13	5,52
Сумма	99,77	100,34	99,64	100,14	99,55	100,39	100,16	99,48	99,77	99,31	99,67	99,52

Кристаллохимические формулы рассчитаны на 4 атома кислорода												
Si	0,94	1,01	0,94	0,93	0,92	0,93	0,91	0,91	0,91	0,91	0,92	0,91
Al	0,90	0,98	0,90	0,89	0,89	0,88	0,87	0,86	0,87	0,87	0,89	0,84
Ca	0,07	0,05	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,03	0,05	0,04
Na	0,62	0,63	0,64	0,66	0,66	0,71	0,75	0,74	0,73	0,67	0,62	0,74
K	0,12	0,18	0,12	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,14	0,18	0,14	0,15

Примечание: анализы 1-9 – уртиты; 10-11 – ийолиты; 12 – пегматоидный ийолит; (по данным (Гринев, 1990)).

Особенности химического состава нефелина отражены в таблице 3.1 и заключаются в следующем. Рассчитанные кристаллографические формулы подтверждают главные особенности нефелинов, а именно 1) дефицит щелочных атомов – $(Na+K) \leq Al$; 2) наличие избыточного кремнезема $Si \geq Al$; 3) постоянные элементы примеси – кальций, магний, реже – железо, титан, марганец;

Уртиты. Пироксен.

Данный минерал является вторым по значению породообразующим минералом как в уртитых, так и в ийолитых и пегматоидных ийолитах. Особенности его химического состава рассматривал целый ряд исследователей (Гринев, 1990 и др.), но преимущественно для выявления эволюционных закономерностей в составах минерала разных пород и массивов горячегорского комплекса.

Химический состав, кристаллографические формулы пироксена ультраосновных фойдолитов

Таблица 3.2

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	47,09	45,2 2	46,5 6	45,3 7	44,8 9	48,3 6	43,9 1	43,6 3	47,8 4	48,6 6	47,8 8	47,8 3	44,6 9
TiO ₂	1,52	1,46	1,28	1,53	1,66	1,31	0,49	2,01	1,85	1,48	1,59	1,51	1,79
Al ₂ O ₃	6,36	6,54	6,24	8,14	8,11	3,93	11,7 8	5,94	6,51	5,73	5,95	5,62	7,96
Cr ₂ O ₃	0,01	–	–	–	–	–	0,04	0,02	–	0,01	–	–	–
FeO	10,40	16,9 3	13,5 8	10,9 7	12,0 6	12,7 5	9,23	21,1 9	7,32	6,93	10,2 6	12,0 3	14,0 8
MnO	0,20	0,34	0,28	0,22	0,24	0,43	0,44	0,46	0,16	0,16	0,19	0,24	0,27
MgO	10,24	5,83	8,01	8,89	8,30	9,27	3,45	3,55	13,0 2	13,7 2	10,0 2	9,29	7,23
CaO	21,59	22,3 4	23,0 0	23,3 1	22,9 9	23,1 7	30,2 3	21,7 3	22,1 8	22,3 2	22,7 8	21,7 7	22,9 8
Na ₂ O	0,51	0,53	0,47	0,50	0,53	0,57	0,17	0,84	0,49	0,51	0,58	0,92	0,57
K ₂ O	0,52	0,00	0,00	–	–	0,01	0,03	0,01	0,01	–	–	–	0,01
Сумма	98,43	99,1 9	99,4 1	98,9 1	98,7 8	99,8 1	99,7 6	99,3 7	99,4 0	99,5 2	99,2 5	99,2 0	99,5 8

Кристаллохимические формулы рассчитаны на 6 атомов кислорода													
Si	1,80	1,77	1,79	1,73	1,73	1,85	1,69	1,74	1,78	1,80	1,82	1,83	1,72
Ti	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,01	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05
Al	0,29	0,30	0,28	0,37	0,37	0,18	0,53	0,28	0,29	0,25	0,27	0,25	0,36
Fe ³⁺	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01	0,07	0,04	0,04	0,04	0,07	0,04
Fe ²⁺	0,27	0,51	0,40	0,31	0,35	0,36	0,28	0,64	0,19	0,18	0,28	0,32	0,41
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,59	0,34	0,46	0,51	0,48	0,53	0,20	0,21	0,73	0,76	0,57	0,53	0,42
Ca	0,88	0,94	0,95	0,95	0,95	0,95	1,24	0,93	0,89	0,89	0,93	0,89	0,95
Na	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01	0,07	0,04	0,04	0,04	0,07	0,04

Примечание: анализы – 1-5 - уртиты; 6-10 - ийолиты; 11-13- пегматоидный ийолит; по данным (Гринев, 1990).

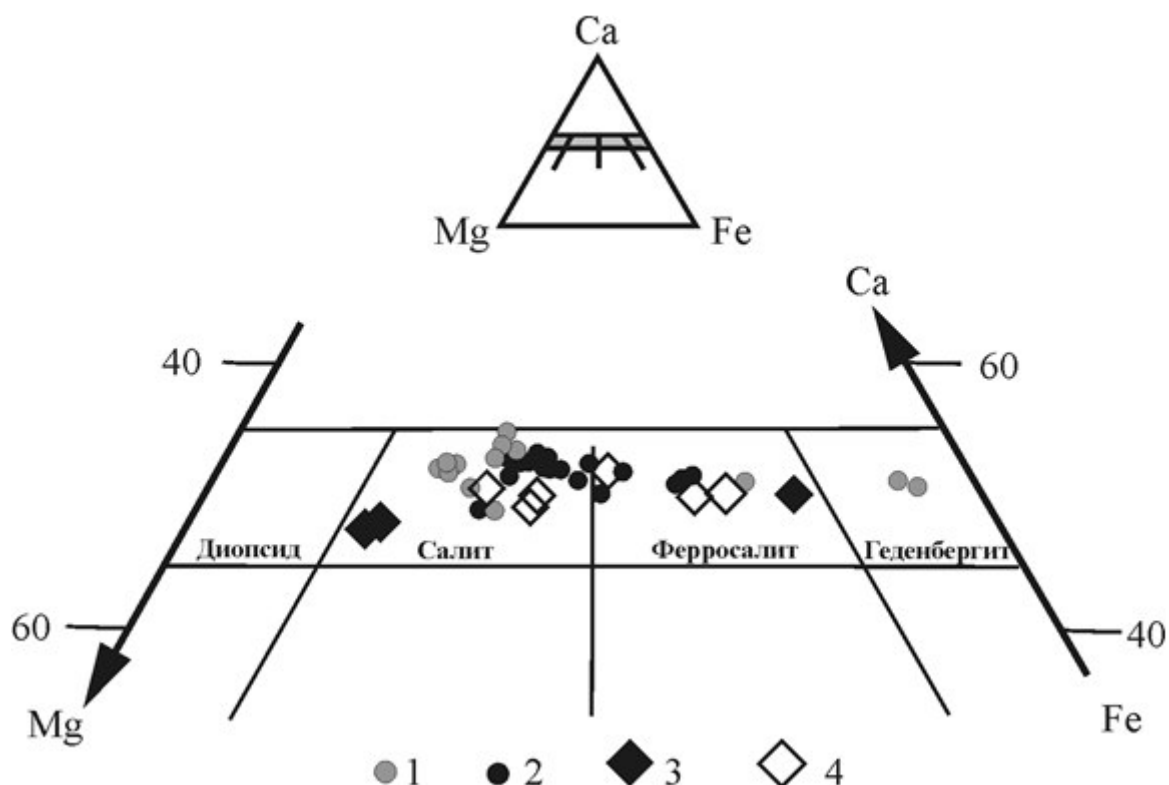


Рис. 3.8. Диаграмма Полдерваарта – Хесса: химический состав клинопироксена в урритах Кия-Шалтырского плутона.

Условные обозначения: клинопироксен: 1 - уртитов южного блока; 2 - уртитов северного и центрального блоков; 3 - ийолитов южного блока; 4 - ийолиты северного и центрального блоков. Фигуративные точки в области геденбергитов отражают химический состав минерала из приконтактовых с габбро уртитов

Особенности химического состава клинопироксенов уртитов отражены в таблице 3.2 и заключаются в следующем. На диаграмме Хесса фигуративные точки большинства составов находятся в области салитов с локальными переходами к ферросалитам (рис. 3.8). Согласно классификации Н. Л. Добрецова с соавторами (Добрецов и др., 1971)

состав клинопироксена уртитов соответствует безнатровым ($\text{Na} < 0,1$ формульной единицы – ф. ед.), высококальциевым ($\text{Ca} = 0,9-1$ ф. ед.), среднежелезистым ($f = 30-70\%$) разновидностям. Концентрации Ti варьируют в пределах 0,01-0,076 ф. ед. (в среднем 0,048). Это позволяет относить клинопироксен к переходным титанистым разновидностям. Отмечается высокое содержание Al (более 0,07 ф. ед.), что приближает данный минерал по составу к салит-авгитам.

Глава 4. Петрохимические особенности

Для проведения петрохимических исследований горных пород были предоставлены химические анализы пород исследуемого Кузнецко-Алатаусской щелочной провинции: Кия-Шалтырский массив (Таблица 4.1).

Таблица 4.1.

Химический состав пород Кузнецко-Алатаусской и Маймеча-Котуйской провинций щелочного магматизма

№ №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Пол. номер	ГИ-3	ГИ-4	20/7a	20/13	21/2	23/3	29/11	29/14	29/20	23/7	20/10	21/3	22/12	21/13	20/8
SiO ₂	40,81	40,74	41,19	41,72	40,34	39,12	40,29	39,58	38,98	39,46	40,53	40,33	47,82	42,66	41,07
TiO ₂	0,352	0,327	0,35	0,333	0,296	0,403	0,363	0,377	0,322	0,57	2,157	0,996	1,289	1,501	1,287
Al ₂ O ₃	27,8	28,3	28,44	28,66	28,96	26,12	26,42	26,87	26,63	21,46	11,13	18,22	15,49	18,53	17,86
Fe ₂ O ₃	4,32	3,9	3,72	2,89	3,44	5,38	4,53	4,51	5,15	5,1	11,57	11,82	11,44	11,3	11,92
MnO	0,075	0,055	0,062	0,047	0,052	0,119	0,083	0,085	0,099	0,087	0,219	0,201	0,224	0,202	0,23
MgO	2	1,78	2,08	2,09	1,48	2,39	2,35	2,4	2,11	4,85	8,07	3,61	2,72	5,55	3,37
CaO	7,65	6,91	7,13	6,64	6,01	7,67	7,66	7,64	7,56	14,43	16,58	12,62	8,25	10,28	11,08
Na ₂ O	10,04	11,47	11,1	10,74	9,46	11,96	11,16	11,14	11,94	6,29	3,98	7,19	7,14	5,16	5,63
K ₂ O	2,6	2,63	2,87	2,91	3,51	3,17	3,03	2,89	3,03	2,05	0,48	1,91	1,85	1,31	1,63
P ₂ O ₅	0,335	0,319	0,314	0,262	0,362	0,499	0,446	0,48	0,687	0,798	2,56	0,379	0,594	0,424	0,704
Ba	0,012	0,001	0,001	0,001	0,005	0,022	0,034	0,021	0,031	0,008	0,01	0,01	0,074	0,033	0,075
ппп	2,55	2,14	2,26	2,89	4,71	2,94	2,7	3,14	3,21	5,22	5,16	1,72	2,32	2,86	4,55
сумма	98,55	98,58	99,52	99,17	98,63	99,79	99,06	99,14	99,74	100,34	100,13	99	99,22	99,82	99,41

Примечание. Анализы 1-9 – породы Кузнецко-Алатаусской щелочной провинции: Кия-Шалтырский массив – 1-9 – уртиты; 10-12 – пегматоидный ийолит; 13-15 – микроийолиты.

4.1 Петрохимические диаграммы

Петрохимическая серия – ассоциация магматических пород с закономерно варьирующим химическим составом. Петрохимические серии отображаются на вариационных диаграммах, на которых в координатах каких-либо петрохимических признаков (содержания отдельных элементов, числовых характеристик и т. д.) наносятся точки анализов, соединяемые в непрерывные линии. В зависимости от формы линий и их положения на тех или иных диаграммах выделяется несколько типовых петрохимических серий: *толеитовая серия, известково-щелочная серия, щелочная серия, высокоглиноземистая серия.*

Группы магматических пород по степени щелочности разделяются на три петрохимических ряда: нормальный, субщелочной, щелочной. Сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) в породах этих рядов изменяется в пределах:

	Нормальный ряд (%)	Субщелочной ряд (%)	Щелочной ряд (%)
Ультраосновные	0 – 1,5	–	1,5 – 2,0
Основные	0,5 – 4,5	3,0 – 8,0	5,0 – 20,0
Средние	3,0 – 7,5	5,0 – 12,0	7,0 – 22,0
Кислые	4,5 – 8,0	7,5 – 10,0	8,0 – 13,0

Для распределения магматических пород по группам (по кремне-кислотности) и по петрохимическим рядам (по степени щелочности), были построены бинарные диаграммы на основе рассчитанных коэффициентов, наглядно отражающих химический состав пород. Для этого используется бинарная TAS-диаграмма ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - SiO_2)

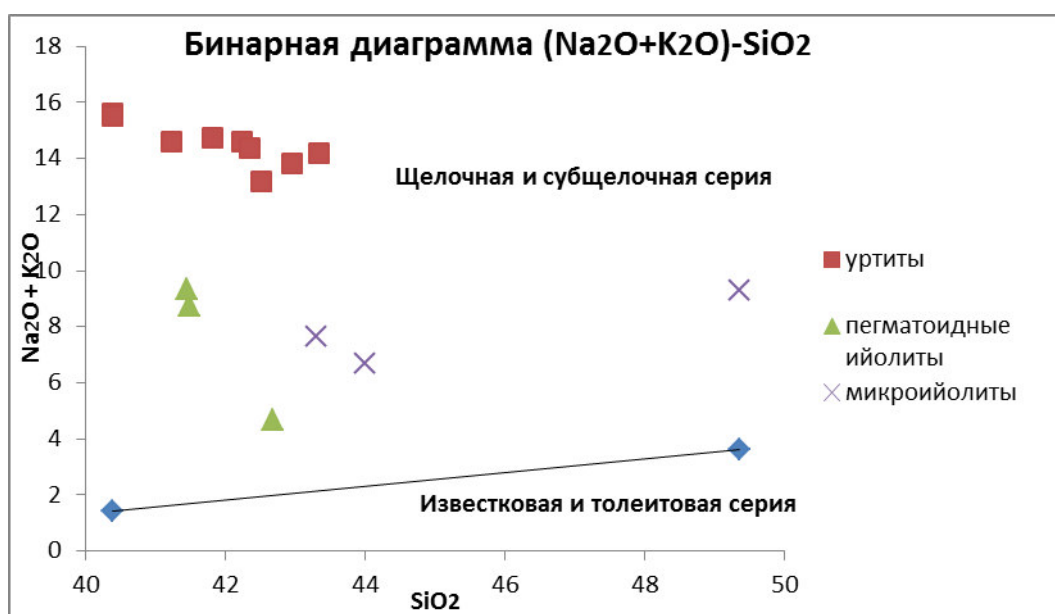


Рис. 4.1. Бинарная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - SiO_2

На данной диаграмме (рис. 4.1.) можно наблюдать, что породы соответствуют семейству ультраосновных пород. Все фигуративные точки расположены на промежутке содержания SiO_2 39-44%, следовательно, принадлежат к ультраосновным породам.

По содержанию щелочей все породы варьируют от 4 до 16%, где наиболее щелочными являются уртиты.

Далее было проведено определение принадлежности горных пород к рядам повышенной и нормальной щелочности. Из диаграммы мы видим, что исследуемые породы относятся к породам повышенной щелочности, что говорит нам попадание всех фигуративных точек в область щелочной и субщелочной серии.

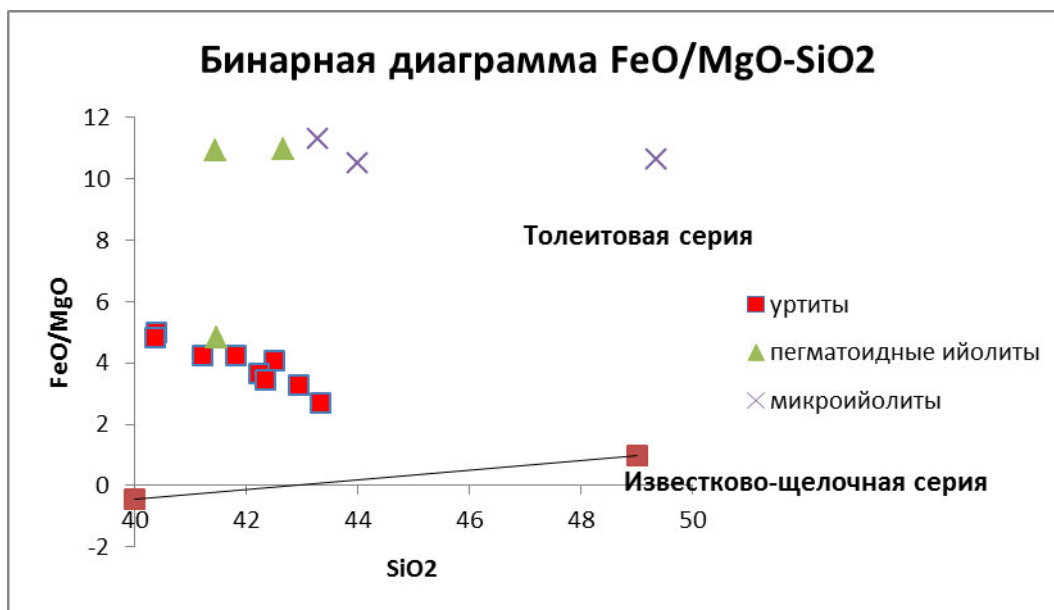


Рис. 4.2. Бинарная диаграмма FeO/MgO–SiO₂

Разделение пород на две серии, осуществлялось с помощью бинарной диаграммы FeO/MgO –SiO₂. На диаграмме (рис. 4. 2.) наблюдается, что все породы находятся в толеитовой серии. Наиболее обогащенными FeO/MgO являются пегматоидные ийолиты и микроийолиты, содержание которых варьирует от 10–12%. Наименее обогащенными являются уртиты, содержание которых находится в пределах 3–5%. По содержанию SiO₂ наиболее обогащенными являются микроийолиты 43–44%, а наименее уртиты 40–43%.

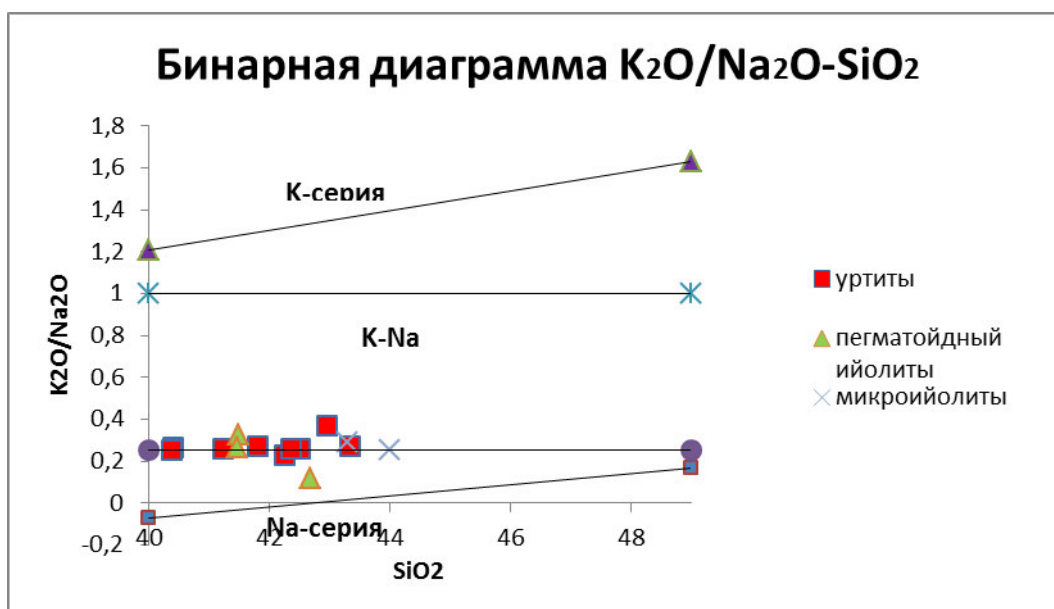


Рис. 4.3. Бинарная диаграмма K₂O/Na₂O-SiO₂.

Далее была определена принадлежность породы к петрохимической серии (рис. 4.3.).

На диаграмме можно увидеть, что все породы располагаются на границе между K-Na и Na-серией.

4.2 Диаграммы индекса кристаллизации

Для демонстрации вероятной дифференциации расплава были построены бинарные диаграммы с применением индекса кристаллизации.

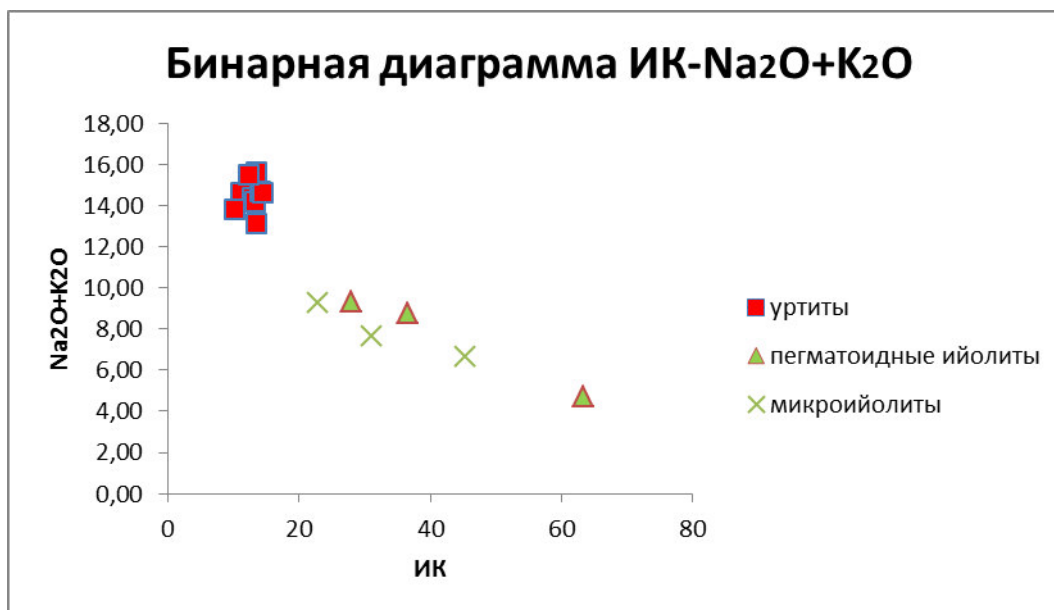


Рис. 4.4 Бинарная диаграмма Na₂O+K₂O-ИК.

На бинарной диаграмме (рис. 4.4.) отображена зависимость ИК от суммы щелочей. Содержание суммы щелочей меняется от 4,7% до 15,62%, наиболее щелочными являются уртиты. Сумма щелочей варьирует от 13,17–15,62%, а менее щелочной пегматоидный ийолит с суммой щелочей 4,7%. Мы наблюдаем, что с уменьшением индекса кристаллизации идет увеличение K₂O₅+Na₂O, что говорит о накоплении в породах нефелина.

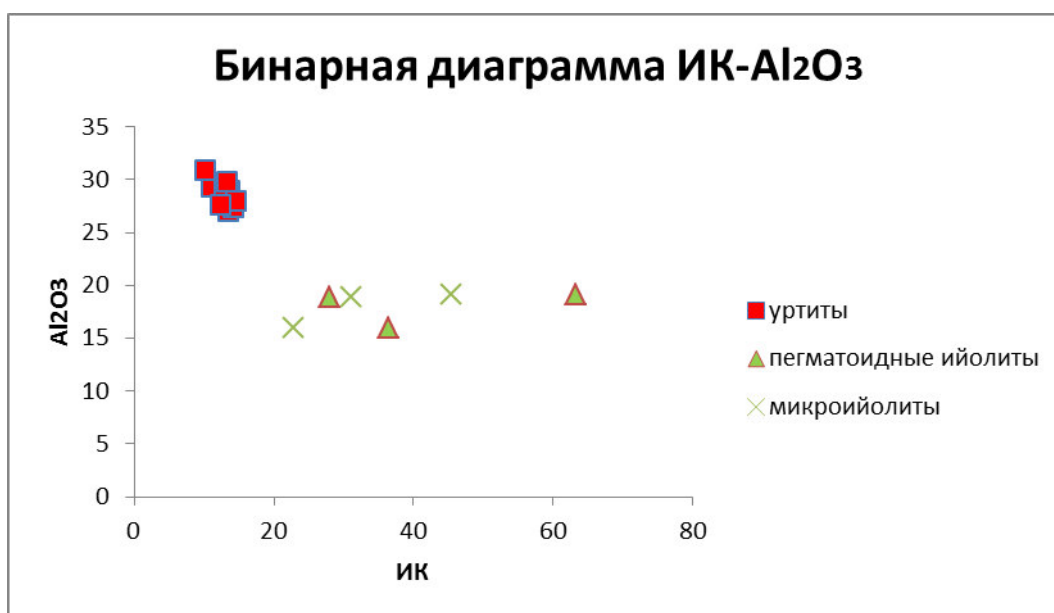


Рис. 4.5 Бинарная диаграмма Al₂O₃-ИК.

На диаграмме (рис. 4.5.) отображена зависимость изменения ИК от Al_2O_3 . Содержание глинозема в породах изменяется от 11,71 до 30,83 %, значения ИК – от 10,2% до 63,2%. На данной диаграмме можно отметить, что наиболее глиноземистым являются уртиты, при невысоком значении индекса кристаллизации. Здесь наблюдается тренд, который свидетельствует о неоднородной кристаллизации пород. Мы наблюдаем, что с уменьшением индекса кристаллизации идет увеличение Al_2O_3 , что говорит о процессе накопления в породах плагиоклаза.

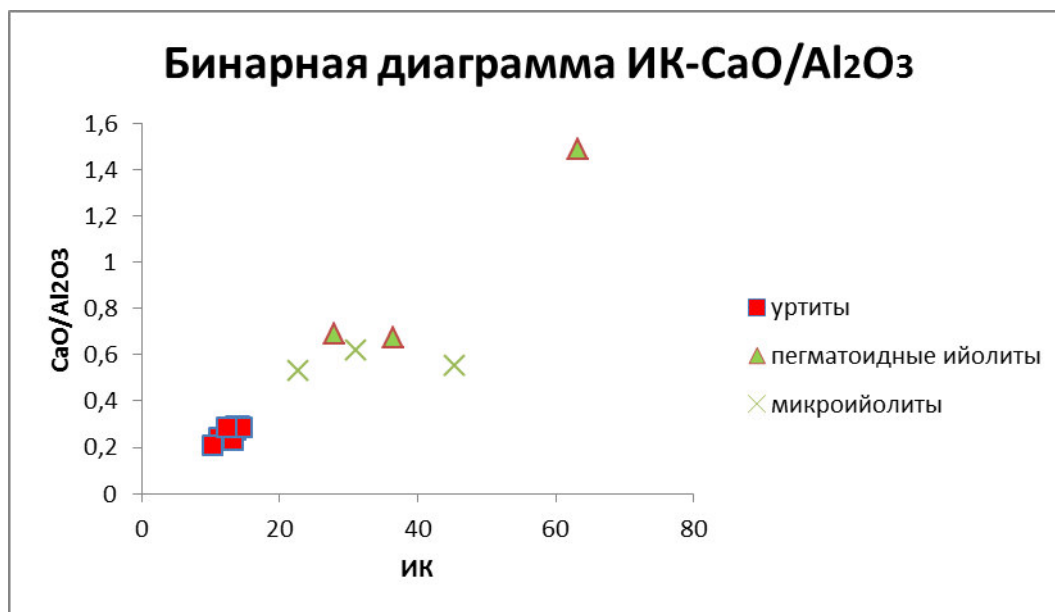


Рис. 4.6 Бинарная диаграмма CaO/Al_2O_3 -ИК.

На диаграмме (рис. 4.6) отображена зависимость CaO/Al_2O_3 от ИК. Содержание CaO/Al_2O_3 варьирует в диапазоне от 0,2 до 1,48% при индексе кристаллизации от 10,2 до 63,2%. Мы наблюдаем, что с уменьшением индекса кристаллизации идет и уменьшение CaO/Al_2O_3 , что говорит об эволюции от основного плагиоклаза к кислому плагиоклазу.

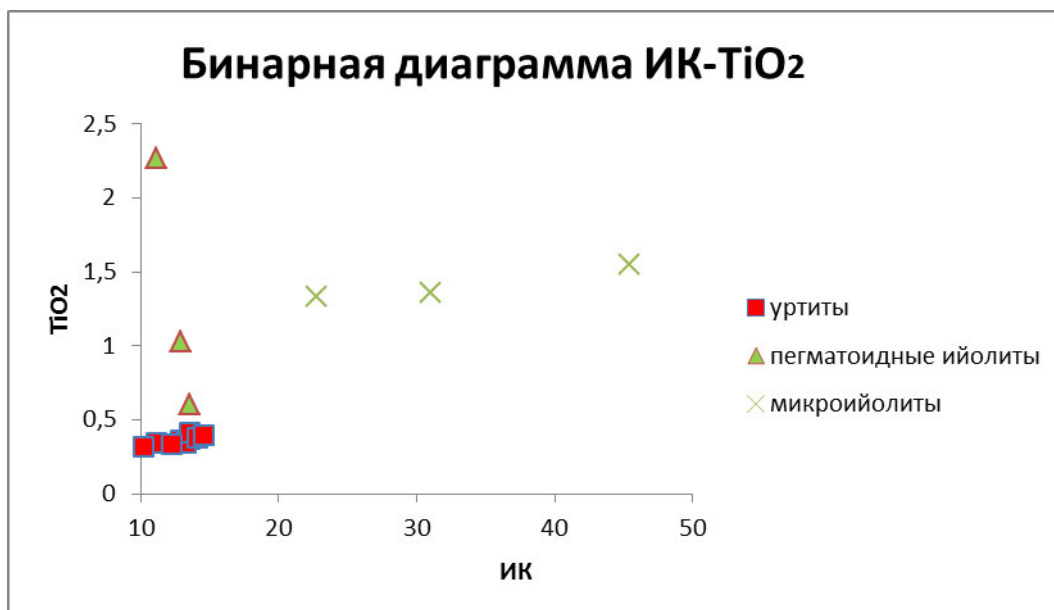


Рис. 4.7. Бинарная диаграмма TiO₂-ИК.

На диаграмме (рис. 4.7.) отображена зависимость TiO₂ от ИК. Из диаграммы видно, что уртиты являются наименее титансодержащими (от 0,31 до 0,41 %), чего нельзя сказать об пегматоидных ийолитах и микроийолитах, у которых значения TiO₂ варьирует в пределах от 0,6 до 2,7%.

Также на диаграмме можно выявить зависимость TiO₂ от индекса кристаллизации: чем больше индекс кристаллизации, тем менее становится содержание TiO₂, что говорит о наличии рудной минерализации.

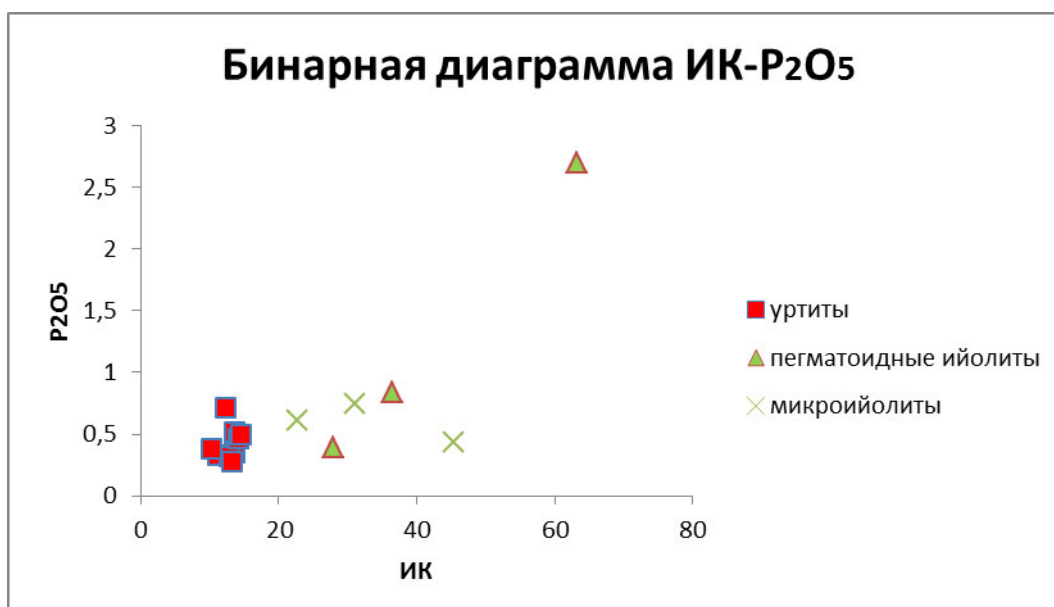


Рис. 4.8. Бинарная диаграмма ИК-P₂O₅.

На бинарной диаграмме ИК-P₂O₅ мы наблюдаем, что с уменьшением индекса кристаллизации идет равномерное распределение P₂O₅, что говорит о возможном содержании в данных породах апатита.

4.3 Нормативный пересчет

Идея о пересчете на норму была введена в петрографию Кроссом, Иддингсом, Пирсоном и Вашингтоном, разработавшими такой метод пересчета, при котором химические анализы пород могут быть пересчитаны на гипотетические парагенезисы стандартных минералов, известные как норма в отличие от реально присутствующих в породе минеральных парагенезисов, называемых модой. Первоначальная цель пересчетов была по существу таксономической и в итоге была предложена разработанная классификационная схема, основанная на процентном содержании нормативных минералов. Классификация, таким образом, целиком основана на химическом принципе и объединяет вместе породы близкого химического состава независимо от их минерального состава. Оригинальная классификация вышла из употребления, вероятно, вследствие ее громоздкости и искусственной номенклатуры, включающей иерархию классов, субклассов, порядков, рангов и субрангов, но сам метод пересчета широко используется и сейчас (Методические ..., 2009).

Существо пересчета базируется на ряде упрощений, главнейшими из которых являются следующие:

1. Допускается, что «магма» кристаллизуется в безводных условиях, так что водные фазы, например роговая обманка и биотит, не образуются.
2. Допускается, что Al_2O_3 не входит в железо-магнезиальные минералы. Таким образом, содержащийся в породе Al_2O_3 весь используется на образование идеальных «молекул» полевых шпатов или фельдшпатоидов; предполагается, что в анализе имеется достаточно количество Na_2O , K_2O и CaO , чтобы связать в «молекулу» весь Al_2O_3 .
3. Допускается, что отношение магний-железо во всех железо-магнезиальных минералах одно и то же.
4. Допускается, что некоторые минеральные пары являются несовместимыми; например, нефелин и кварц никогда не могут быть в одном парагенезисе.

Исходя из этих главных положений, окислы объединяются в определенной последовательности в минералы и получается нормативный минеральный состав. Результат пересчета часто очень хорошо согласуется с модальным минеральным составом. Важно понимать, что первоначальной целью пересчета на норму было отнюдь не достижение соответствия с модальным составом, а попытка указать сродство, которое было замаскировано различиями в размере зерен и минеральном составе, обусловленными различным содержанием воды и условиями кристаллизации (Методические ..., 2009).

Расчет на норму используется сегодня для различных целей и имеется несколько модификаций первичной системы, которая для краткости называется CIPW. Эта система наиболее употребима для разделения пород, пересыщенных и недосыщенных кремнеземом (Методические ..., 2009).

Таблица 4.2

Результаты пересчета нормативных составов по методу CIPW

<u>уртит</u>			<u>пегматоидный ийолит</u>		
Минералы	Weight %	Volume %	Минералы	Weight %	Volume %
Нефелин	67,15	71,26	Нефелин	40,31	45,35
Плагиоклаз	18,65	18,26	Плагиоклаз	25,53	26,49
Клинопир	4,7	3,95	Оливин	12,29	10,80
Оливин	4,11	3,42	Клинопир	13,53	12,01
Рудные	4,63	2,46	Рудные	6,40	3,65
Акцессорные	0,76	0,65	Акцессорные	1,95	1,74
Сумма	100	100	Сумма	100,86	100,65
<u>ийолит с ксенолитами уррита</u>			<u>микرويолиты</u>		
Минералы	Weight %	Volume %	Минералы	Weight %	Volume %
Нефелин	60,15	65,16	Нефелин	16,11	18,64
Плагиоклаз	15,71	15,66	Плагиоклаз	39,59	43,37
Клинопир	14,54	12,04	Клинопир	18,5	16,62
Рудные	4,62	2,48	КПШ	7,98	9,23
КПШ	1,6	1,72	Оливин	4,72	4,34
Оливин	1,51	1,16	Рудные	12,11	6,86
Кальцит	1,18	1,2	Акцессорные	1,02	0,94
Акцессорные	0,67	0,58	Сумма	100,03	100
Сумма	99,98	100			

По результатам пересчета нормативных составов по методу CIPW можно сделать вывод, что породы имеют общий минеральный состав с небольшими особенностями. Такие породы как уртит, пегматоидный ийолит и ийолит с ксенолитами уртитов богаты нефелином (45-71%). Также ийолиты имеют в своем составе достаточное количество клинопироксена, чего не сказать об уртите, который имеет низкие показатели содержания (3,95%). Микرويолит выбивается из общего ряда пород средним содержанием нефелина (18,64%) и высокими показателями содержания плагиоклаза (43,37%). Все породы имеют небольшие содержания оливина, ортоклаза, рудных минералов (магнетит, ильменит), апатита и кальцита.

Заключение

По результатам проведенного нами комплекса структурно-петрологических исследований Кия-Шалтырского массива было выделено четыре типа разновидностей фойдолитов, которые отражают генетические особенности условий кристаллизации высокоглиноземистых щелочных магм.

Первым типом фойдолитов является *уртиты*. Это светло-серые среднезернистые породы, обусловленные преобладанием кристаллов нефелина размеров от 4–6 мм. Пятнистый характер текстуры выражается в скоплении нефелиновых зерен в мономинеральные участки. Уртиты образовались в результате кристаллизационной фойдитовой магмы.

Вторым типом являются *пегматоидные ийолиты*, которые выступают в роли продуктов остаточного расплава в процессе кристаллизации уртитов. На это указывают их непосредственные пространственно-генетические взаимоотношения – нахождение в пределах уртитового тела, невыдержанные извилистые границы. Пегматоидные ийолиты имеющие с урритами постепенный переход, обнаруживают чаще конформное залегание по отношению к рудному телу. Данная закономерность позволяет интерпретировать их в качестве элементов прототектоники, соответствующих полостям разрыва при частичной консолидации урритов параллельного границам с последующим выполнением порциями остаточного расплава. Обогащенность состава пегматоидных ийолитов летучими компонентами (P_2O_5 , S, CO_2) подтверждает подобные выводы.

Более поздняя генерация представлена *микрийолитами* и *ийолит-порфирами*, слагающими линейные или ромбовидные дайковые тела, с резкими секущими контактами. Нередко эти породы содержат округлые включения полнокристаллических уртитов, которые рассматриваются в качестве своеобразных «ксенолитов». Внедрение подобных расплавов происходило уже после консолидации уртитового тела и связано, вероятно, с образованием хрупких деформаций закристаллизованного твердого субстрата. Источником расплавов поздних ийолитов выступали, скорее всего, более глубокие горизонты магматической камеры, где окончательная кристаллизация фойдитовой магмы еще не завершилась

Из всего этого можно сделать вывод, что породы изучаемой территории имеют генетическое родство и образовались из единого магматического очага, но отражают разные стадии консолидации исследуемого объекта.

Литература

Алабин Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Наука, 1983. – 102 с.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. – 1996. № 1. – С. 63-81.

Войтенко Д.Н. Анализ поведения редких, редкоземельных и благородных металлов в процессе дифференциации щелочно-базитовых магм: геохимические ограничения для модели формирования богатых нефелиновых руд. Отчет о НИР (заключительный) / Том. гос. ун-т. – РИ-111.0/003/053. Томск, 2005. – 68 с.

Войтенко Д.Н. Микроструктура уртитов Кия-Шалтырского плутона (Кузнецкий Алатау) // Геологи XXI века: Тез. Всеросс. научн. конф. – Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2003. – С. 28–31.

Войтенко Д.Н. Микроструктурный анализ нефелина из уртитов Кия-Шалтырского плутона (Кузнецкий Алатау) // Проблемы геологии и освоения недр. Тр. междунар. науч. симп. им. Ак. М. А. Усова. – Томск: Изд-во НТЛ, 2002. – С. 73.

Войтенко Д.Н., Гертнер И.Ф. Особенности микроструктурного строения уртитов Кия-Шалтырского плутона (Кузнецкий Алатау) // Проблемы геологии и географии Сибири: матер. научн. конф. / Вестник ТГУ, серия «Науки о Земле». Вып. 3. Т. 3. – Томск: изд-во Том. гос. ун-та, 2003. – С. 156–158.

Войтенко Д.Н., Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Сазонов А.М. Структурные аспекты локализации уртитового тела Кия-Шалтырского плутона // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 2. Матер. научн. конф. – Томск: ЦНТИ, 2001. – С. 197–201.

Войтенко Д.Н., Селятицкий А. М. Минералогические свидетельства латеральной неоднородности уртитов Кия-Шалтырского плутона (Кузнецкий Алатау) // Тез. докл. Второй Сибирской межд. конф. молодых ученых по наукам о Земле. – Новосибирск, 2004. – С. 36–37.

Войтенко Д.Н., Селятицкий А.М., Гертнер И.Ф., Врублевский В.В. Уртиты Кия-Шалтырского массива: изменчивость химического состава породообразующих минералов как отражение структурно-петрологических условий их формирования. // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4. Матер. Всерос. конф. – Томск, 2004. – С. 75-85.

Гринев О.М. Эволюция щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Томск, 1990. – 19 с.

Долгушин С.С. Кузнецко-Алатауский глубинный разлом и связь с ним метаморфизма и гранитоидного магматизма // Изв. АН СССР. Сер. Геол., – 1969. – № 2. – С. 96–104.

Дроздов Б.В. К вопросу о формировании уртитов Кия-Шалтырского месторождения (Кузнецкий Алатау) // Нефелиновое сырье. – М.: Наука, 1978. – С. 71–74.

Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / под ред. А.Ф. Морозова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео". 2000. – 187 с.

Кортусов М.П. Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской Тайги (Кузнецкий Алатау). Т. 1. – Томск: изд-во Томского ун-та, 1967. – 163 с.

Краснова Т.С. Петрология ультрамафитовых массивов гор Северно-Зеленой и Бархатной (Кузнецкий Алатау): Автореф. дис ... канд. геол.-минер. наук. – Томск, 2005. – 18 с.

Кузнецов В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской области // Вопросы геологии Азии. – М.: АН СССР, 1954. Т. 1. С. 202-227.

Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области / В.С. Сурков, В.П. Коробейников, А.В. Абрамов и др. – М.: Недра, 1988. – 195 с.

Методические указания к выполнению лабораторных и самостоятельных работ по петрологии // Томск: Изд-во. Томского Политехнического ун-та, 2009. – 18с.

Сазонов А.М., Леонтьев С.И., Гринев О.М., Звягина Е.А., Чекушин В.С., Бетхер М.Я. Геология и золотоплатиноносность нефелиновых пород Западной Сибири. – Томск: Изд-во Томского политехнического ун-та, 2000. – 248 с.

Ярошевич В.М. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хр. Азыртал и бассейна р. Белый Июс. – Новосибирск: Изд. СО АН СССР, 1962. – 186 с.

**О документе** ⚠

Оригинальность: 82.62%

Заимствования: 17.38%

Цитирование: 0%

Дата: 23.06.2017

Источников: 16

[В кабинет](#) Выпускная работа бакалавра.docx[В кабинет](#) ➔[История отчетов](#) [Выгрузить .arpx](#) [Выгрузить .pdf](#) [Краткая информация](#) [Версия для печати](#) [Руководство](#)

№	% ▼	Источник ▼	Ссылка ▼	Дата ▼	Найдено в ▼
[1]	7.29%	Петрология Кия-Шалтырского массива + " - скачать бесплатно автореферат диссертации по " + наукам о земле + ", специальность " + Петрология, вулканология (2/2)	http://earthpapers.net	24.04.2016	Модуль поиска Интернет
[2]	5.54%	Посмотреть автореферат	http://sun.tsu.ru	16.11.2012	Модуль поиска Интернет
[3]	5.39%	Петрология кия-шалтырского массива (кузнецкий алатау)	http://netess.ru	26.11.2014	Модуль поиска Интернет

Еще найдено источников – 13, заимствования – 6.63%

[Получить полный отчет](#)