

МИНОБРНАУКИ РОССИИ
Федеральное государственное автономное образовательное учреждение
высшего образования «Национальный исследовательский
Томский государственный университет»
Геолого-географический факультет
Кафедра петрографии

УДК 552.321.6:552.164

ДОПУСТИТЬ К ЗАЩИТЕ В ГЭК
Руководитель ООП,
доцент И.В. Вологодина
« 14 » июня 2016 г.

Артамонова Анна Андреевна

ПЕТРОЛОГИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ БАРЫНЬСКОГО МАССИВА
(ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Выпускная работа бакалавра
по направлению геология 05.03.01 Геология

Научный руководитель:
д-р геол.-минерал. наук,
профессор А. И. Чернышов
А.И. Чернышов
« 6 » июня 2016 г.

Автор работы:
студентка 02201 группы
А.А. Артамонова
« 6 » июня 2016 г.

Томск 2016

ВВЕДЕНИЕ

Целью работы явилось изучение интрузивных горных пород Барыньского массива, который расположен в северо-западной части Восточного Саяна в пределах Канского зеленокаменного пояса. В процессе настоящего исследования изучались петрографические и петрохимические особенности данных пород. При этом использовались петрографические методы, включая детальное петрографическое описание пород, количественно-минералогический пересчет на интеграционном столике Андина. В результате были описаны следующие разновидности пород: дуниты, гарцбургиты, ортопироксениты, метасоматиты.

Выражаю свою благодарность моему научному руководителю А.И. Чернышову, профессору кафедры петрографии, за огромную поддержку в написании данной работы.

протерозоя (в скобках указаны преобладающие ассоциации исходных осадочных и вулканогенных пород); Канский ЗКП: 6 - биотитовых и гранат-биотитовых ($\pm$ амфибол) парагнейсов (пелит-граувакковая, 7 - гнейсово-амфиболитовая (дацит-базальтовая) – чередование горизонтов биотитовых, амфиболовых ортогнейсов, амфиболитов и редких прослоев парагнейсов и мраморов, 8 - биотитовых и амфиболовых ортогнейсов (андезит-дацит-риодацитовая), 9 - амфиболитовая (пикробазальт-базальтовая) с отдельными прослоями тремолит-серпентиновых пород, горизонтами мраморов и ортогнейсов; Идарский ЗКП: 10 - гранатсодержащих амфиболовых и биотитовых парагнейсов (граувакковая) с горизонтами полевошпатовых амфиболитов, 11 - полевошпатовых амфиболитов (лейкобазальт-андезитбазальтовая) с прослоями парагнейсов, 12 - гранатсодержащих биотитовых парагнейсов (терригенная) с прослоями мраморов и амфиболитов, 13 - амфиболитовая с горизонтами тремолит-серпентиновых сланцев (коматиит-базальтовая), 14 - мигматит-гнейсовая; 15 - маркирующие горизонты: а - мраморов, б - кварцитов; 16 - тела ультрамафитов (вне масштаба);. Интрузивные комплексы: 17 - палеозойский габброидный, 18 - ордовикский лейкогранит-гранитовый, 19 - вендский трондьемитовый (Верхнеканский массив), 20 - верхнерифейский тоналит-трондьемитовый (Шумихинский и Кирельский массивы), 21 - позднерифейский плагиогранит-гранитовый (Кузьинский массив), 22 - раннепротерозойский габбровый. 23 - тектонические границы: а – региональные разломы, б – второстепенные разрывные нарушения. 24 – геологические границы (а), геологические границы несогласного залегания (б), 25 – элементы залегания пород, 26 – контур обзорной геологической карты района Кингашского месторождения масштаба 1:50 000, 27 – Кингашское месторождение; 28 – кулибинская площадь.

На врезках: А. Положение Канской глыбы в структурах юго-западной части Сибирской платформы. 1 – Ангари-Канский выступ (Южно-Енисейский кряж); 2 – Бирюсинская, 3 – Канская, 4 – Арзыбейская глыбы; 5 – Дербинский антиклинорий. Б. Блоки второго порядка в пределах Канской глыбы (мегаблока), включающие метаморфические комплексы Шумихинского (Ш) вулканического, Канского (К) и Идарского (И) зеленокаменных поясов. Разломы (цифры в кружках): I – Главный Саянский, II – Канско-Агульский, III – Идарский.

1.1 Стратиграфия

Согласно принятой схемы магматических и метаморфических комплексов, в пределах характеризуемого района выделяются следующие стратиграфические подразделения (Резников, Смагин, Ренжин, 2005):

Архей AR

Верхний архей AR₂

Караганская серия AR₂kr

Протерозой PR

Нижний протерозой PR₁

Анжинская серия PR₁an

Верхний протерозой PR₂

Верхний рифей R₃

Венд – нижнекембрий V-Є₁

Палеозойская эратема PZ

Девонская система D

Нижний отдел D₁

Четвертичная система Q

Архей AR

Верхний архей AR₂

Караганская серия AR₂kr

Представлена высокометаморфизованными гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами, кварцитами, ортоамфиболитами, метабазами, метапикробазами, метакматиитами и их туфами. Мощность ее достигает 7 км.

Нижние части разреза серии не обнажены.

Караганская серия расчленяется на две свиты (толщи) – нижнюю, кулижинскую, мощностью не менее 3 км., существенно метатерригенную (гнейсовую) и верхнюю, кингашскую, мощностью до 4 км карбонатно-вулканогенно–терригенного состава. Взаимоотношения между ними согласные. Породы караганской серии регионально метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации в раннепротерозойское время. Раннепротерозойский возраст пород караганской серии определяется геохронологическими датировками в 2,1-2,3 млрд. лет (Ножкин, Смагин, 1985).

Протерозой PR

Нижний протерозой PR₁

Анжинская серия PR_{1an}

Образования анжинской серии развиты в Канском районе. Нижняя граница неизвестна, с вышележащими отложениями взаимоотношения тектонические. Представлена гнейсами и амфиболитами. Образования серии смяты в сложные складки, ориентированные в субмеридиональном направлении, интродуцированы габброидами кулибинского и плагиогранитоидными канского комплексов раннего протерозоя. Мощность более 1000 м. Серию объединяет амфиболит-плагиогнейсовую и гнейсовую толщ. Амфиболитовая толща сложена амфиболовыми, реже пироксен-амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми плагиогнейсами (45-55%) и амфиболитами (45-55%). В нижней части отмечается преобладание амфиболитов, в верхней — плагиогнейсов. Нижняя граница неизвестна, верхняя согласная с гнейсами. В составе гнейсовой толщ преобладают биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы (70-80%), в виде маломощных (20-50 м) горизонтов присутствуют гранат-биотитовые гнейсы, биотит-амфиболовые, амфиболовые, биотитовые плагиогнейсы.

Верхний протерозой PR₂

Верхний рифей R₃

Саянская серия R_{3ms} мраморно–сланцевая

Развита в южной части площади и представлена темно-серыми, черными, реже серыми мраморизованными известняками, с прослоями глинистых, песчаных известняков, углеродисто-глинистых, кремнистых сланцев. В известняках отмечаются доломитизация и окварцевание. Свита не согласно залегает на нижележащих образованиях и согласно перекрывается вышележащими. Мощность свиты более 1000 м

Жайминская серия R_{3gm} черносланцевая

Серия сложена черными тонкослоистыми плитчатыми кварцево-графитистыми сланцами с подчиненными пластами слоистых серых мелко- и среднезернистых мраморов. Степень метаморфизма пород жайминской серии постепенно увеличивается с северо-запада на юго-восток, от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой стадии метаморфизма. Согласно залегает на саянской серии и согласно перекрывается кувайской серией. Стратотип по р. Крол (пос. Жайма). Мощность серии 1500-2000 м

Кувайская серия R_{3kv}

Серия представлена метабазами, метаандезитами, их туфами и туфоконгломератами, хлоритовыми и кремнистыми сланцами, линзами и прослоями известняков. Породы местами претерпели контактово-инъекционный метаморфизм под влиянием верхнепротерозойских и частично нижнепалеозойских интрузий. Взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами не согласные. Мощность более 3000 м. (Докембрий.... 1964).

Венд-нижне кембрийская система V-Є₁

Представлена карбонатно–терригенными отложениями, мощностью до 2000 м. Вендские отложения отмечаются на северо-востоке района. Отложения выполнены, преимущественно, зеленоцветными вулкано-терригенными породами,

представленными в нижней части горизонтом конгломератов, выше по разрезу сланцами, гравелитами, туфогравелитами и туфоконгломератами с прослоями и линзами (до 5%) известняков, песчанистых известняков, известковых песчаников и алевролитов. На подстилающих породах залегают согласно; с перекрывающими имеют несогласный контакт (Резников, Смагин, Ренжин, 2005).

Палеозойская эратема PZ

Девонская система D

Нижний отдел D₁

Палеозойские отложения на площади района сложены вулканогенными породами. Нижняя толща представлена трахиандезитоидной вулканической ассоциацией - трахиандезитобазальты, трахиандезиты и их туфы, с мощностью лавовых потоков до 20 м. В основании наблюдаются линзующиеся пачки конгломератов, красноцветных аркозовых песчаников, туфопесчаников мощностью до 30 м. Общая мощность свиты более 650 м. Песчаники сложены обломками кварца, микроклина, кварцитов, кремнистых сланцев. Взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами не согласные. Нижняя толща вулканогенных образований базальтоидного состава, мощностью ~ 100 м (Резников, Смагин, Ренжин, 2005).

Четвертичная система Q

Аллювиальные, элювиально-делювиальные отложения; нерасчлененные.

Отложения четвертичного возраста широко распространены в районе и перекрывают коренные породы сплошным элювиально-делювиальным чехлом мощностью от 0,5 - 15 м. Они залегают на девоне несогласно. Аллювиальные отложения речных долин сложены преимущественно гравием и галечником с большим количеством валунов и глыб широко развиты по всем рекам района. Аллювий рек среднегорья характеризуется преобладанием крупного материала над мелким, преимущественным развитием русловых фаций, плохой окатанностью и сортировкой материала.

1.2 Магматизм

Идарский дунит-перидотитовый комплекс представлен на Канском блоке более чем 350 телами чаще линзовидной формы и редко более крупными телами до 4 кв. км площадью, например Барыньский массив. Породы имеют дунит-гарцбургитовый состав, часто представлены серпентинитами, иногда характеризуются повышенным содержанием хрома. Барыньский массив является объектом нашего специального изучения.

Тукшинский мигматит-плагиогранитовый комплекс представлен мелкими телами и массивами биотитовых гранитов, плагиогранитов, гранодиоритов и мигматитов. Площадь их выходов превышает 1-5 км. Возраст тукшинского комплекса по свинцу определен 1860 млн. лет (Ехаин, 2000).

Кингашский дунит-верлит-пиерит-габбровый комплекс. Его эталоном является Кингашский массив, который является вмещающим для одноименного Cu-Ni-Pt – месторождения. Чаще комплекс представлен мелкими телами (Кускунакский, Верхнекингашский, Куевский и др.), в которых нередко связано Cu-Ni-Pt – оруденение, либо минерализация. В полевых условиях не всегда можно отличить ультрамафиты идарского и кингашского комплексов.

Кулибинский дунит-перидотит-габбровый комплекс дифференцированных и расслоенных массивов датируется раннепротерозойским временем, но, видимо, имеет позднерифейский возраст. Расположен в восточной части листа. Сложен габбро, перидотитами, дунитами, пироксенитами, серпентинитами.

Судя по предварительным исследованиям и более литературным данным, его массивы могут оказаться также перспективными на поиски месторождений сульфидных Cu-Ni с ЭПГ и малосульфидных ЭПГ руд.

Канский гранитоидный комплекс слагает Верхнеканский массив, который находится в центральной части площади. Массивы прорывают стратифицированные образования анжинской серии и базиты кулибинского комплекса. В составе преобладают плагиограниты, меньше проявлены тоналиты, кварцевые диориты, плагиогранит-порфиры. Массивы имеют форму слабоэродированных лакколитов с широким развитием останцов вмещающих пород или штоков с крутыми контактами. При пологих контактах отмечается сопровождение их зонами мигматитов во вмещающих породах. Дайковая серия представлена плагиогранит-порфирами, жильная – пегматитами и кварцевыми жилами.

Нижнедербинский перидотит-габбровый комплекс. Комплекс пользуется ограниченным распространением, расположен в юго-западной части листа. В составе комплекса отмечаются вебстериты, габбронориты, габбро оливиновые, верлиты, в разной степени серпентинизированные, а также редкие дайки микрогаббро. Базитам присуща ритмичная и скрытая расслоенность за счет чередования мелано- и лейкократовых разностей и смены химических составов пород как внутри ритмов, так и снизу вверх по разрезу. В северо-западной части Жайминского прогиба (за пределами исследуемой площади) представлен сближенными Бурлакским, Азертаским, Медвежим и Аштатским массивами с хорошо проявленным первичным расслоением. Перспективным на поиски Cu-Ni с ЭПГ руд определяется возрастная аналогия этого комплекса Талажинский дунит-троктолит-анортозитовый массив (Еханин, 2000).

Кутурчинский гранитоидный комплекс. Находится в западной части площади. Комплекс однофазный, преимущественно гранитный, в приконтактных частях образуются гибридные диориты, кварцевые диориты, в апикальных и краевых частях фиксируются граносиениты, сиениты, кварцевые сиениты. Все массивы, большая часть штоков и даек подчинены системе СЗ и субширотных нарушений, имеют резко секущие контакты с вмещающими толщами. Плутоны по форме приближаются к штокам и односторонним лакколлитам, выполняют межформационные залежи, иногда значительной вертикальной мощности (Корнев, Еханин, Романов, 2002).

Сайбарский габбро-сиенитовый комплекс. В виде лакколитов и штоков с активными контактами фиксируются среди рифейских образований в южной и юго-восточной части листа. В составе сайбарского комплекса выделяют массивы, сложенные главным образом щелочными сиенитами и габбро.

1.3 Тектоника

Канская глыба расположена в краевой ЮЗ части Сибирской платформы на границе с Центрально-Азиатским складчатым поясом и ограничена зонами Главного разлома Восточного Саяна на юго-западе и Канско-Агульского на северо-востоке (рис. 1.1). Такое положение Канской глыбы в региональной структуре обуславливает сложное блоково-чешуйчато-надвиговое строение и интенсивную тектонизированность амфиболито-гнейсовых толщ. Для них характерны минеральные ассоциации метаморфических пород, отвечающие условиям амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой с температурным диапазоном от 600 до 700°C. (Ножкин и др., 2005).

Канская глыба определяется разновозрастной и гетерогенной, состоящей из позднеархейского Караганского прогиба, соответствующего Идарскому зеленокаменному поясу, и раннепротерозойского Анжинского прогиба, соответствующему Канскому зеленокаменному поясу. В результате последующих тектонических и эрозийных процессов породные ассоциации позднеархейского

прогиба выведены на поверхность из-под раннепротерозойских осадочно-вулканогенных образований и наблюдаются в виде линейных с боковыми ветвями и расширениями фрагментов по зонам глубинных разломов и изометричных фрагментов - в узлах пересечения разломов (Резников, Смагин, Ренжин, 2005).

Идарский зеленокаменный пояс значительных размеров (100 x 15 км) расположен в юго-восточной части Канской глыбы в пределах хр. Идарское Белогорье, в верховьях рек Идар, Кингаш, Куё, Игиль, Кунгус, Тайба и Агул. С северо-востока он ограничен Канско-Агульским, а с юго-запада – Идарским глубинными разломами.

Канский зеленокаменный пояс располагается западнее и протягивается от р.Тукша на юго-востоке до р.Анжи на северо-западе. С северо-востока он ограничивается Идарским разломом, а на юго-западе Главным Саянским разломом (Еханин, 2000).

Границей двух зеленокаменных поясов является тектоническая зона северо-западного простирания, протягивающаяся по южному склону хребта Идарское белогорье (Идарский разлом) и представляющая собой коллизионный шов надвигового типа с приуроченными к нему выходами мантийных высокобарических гранатовых лерцолитов. Метаморфогенные образования вышеназванных зеленокаменных поясов разбиты многочисленными нарушениями на блоки и пластины разного порядка, ориентированными преимущественно в северо-западном направлении, породы в них смяты в изоклинальные складки (Резников, Смагин, Ренжин, 2005).

Дизъюнктивная тектоника, в пределах рассматриваемого района, представлена несколькими системами разломов. Наиболее ярко проявленными древними и глубинными являются системы разломов северо-восточных и северо-западных направлений. Слабее выражены системы субмеридиональных и субширотных нарушений и еще менее выражены нарушения концентрического надвигового типа (Еханин, 2000).

2. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ БАРЫНЬСКОГО МАССИВА

Барыньский массив находится в юго-восточной части исследуемой Кульбинской площади и представлен реститовыми ультрамафитами идарского комплекса. В тектоническом отношении массив Барынь находится в южной центриклинальной части Кирельской синклинали в зоне сопряжения глубинных разломов, опояривших Главно-Саянский разлом. Они имеют как северо-восточное, так и северо-западное простирание.

Массив залегает среди раннепротерозойских пород (рис.2.1). Они метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и представлены нерасчлененными образованиями кулижинской, кузьинской (кингашской) и анжинской толщ, образующие в пределах участка моноклиналь, падающую в юго-восточном направлении под углом 45-55°. Толщи сложены преимущественно амфиболитами, среди которых отмечаются линзы и прослои плагиогнейсов (преобладают), меньше горизонты кварцитов и известняков. В юго- восточной части массива прослеживаются metabазальт-пикритовые образования метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев, реже эпидот-амфиболитовой.

Массив представляет собой тектонически раздробленную пластину, вытянутую в северо-восточном направлении и погружающуюся на юго-восток под углом 45-55°. Его размер составляет 3x1,5 км. Он разбит дизъюнктивными нарушениями северо-восточного и северо-западного направления на крупные блоки со средними размерами 500x800 м. Вдоль дизъюнктивов часто отмечаются сдвиговые деформации.

Массив сложен преимущественно дунитами и гарцбургитами, которые часто интенсивно серпентинизированы, а в краевых частях и вдоль разломов преобразованы в

серпентиниты. Среди дунитов и гарцбургитов отмечаются ортопироксениты и метасоматиты оливин-тальк-хлоритового состава.

Дуниты и гарцбургиты массива претерпели неоднородные пластические деформации, что отражается в их микроструктурных особенностях. Крайний северо-восточный блок, очевидно, является автономным от основного тела массива. Он сложен крупнозернистыми и грубозернистыми ультрамафитами с протогранулярной микроструктурой. В других блоках основного тела массива отмечается динамометаморфическая зональность. Их центральные части сложены среднезернистыми слабо пластически деформированными дунитами и гарцбургитами с мезогранулярной микроструктурой. В краевых частях наблюдаются интенсивно деформированные ультрамафиты в результате синтектонической рекристаллизации. Они представлены тонко- и микрозернистыми ультрамафитами с мозаичной микроструктурой.

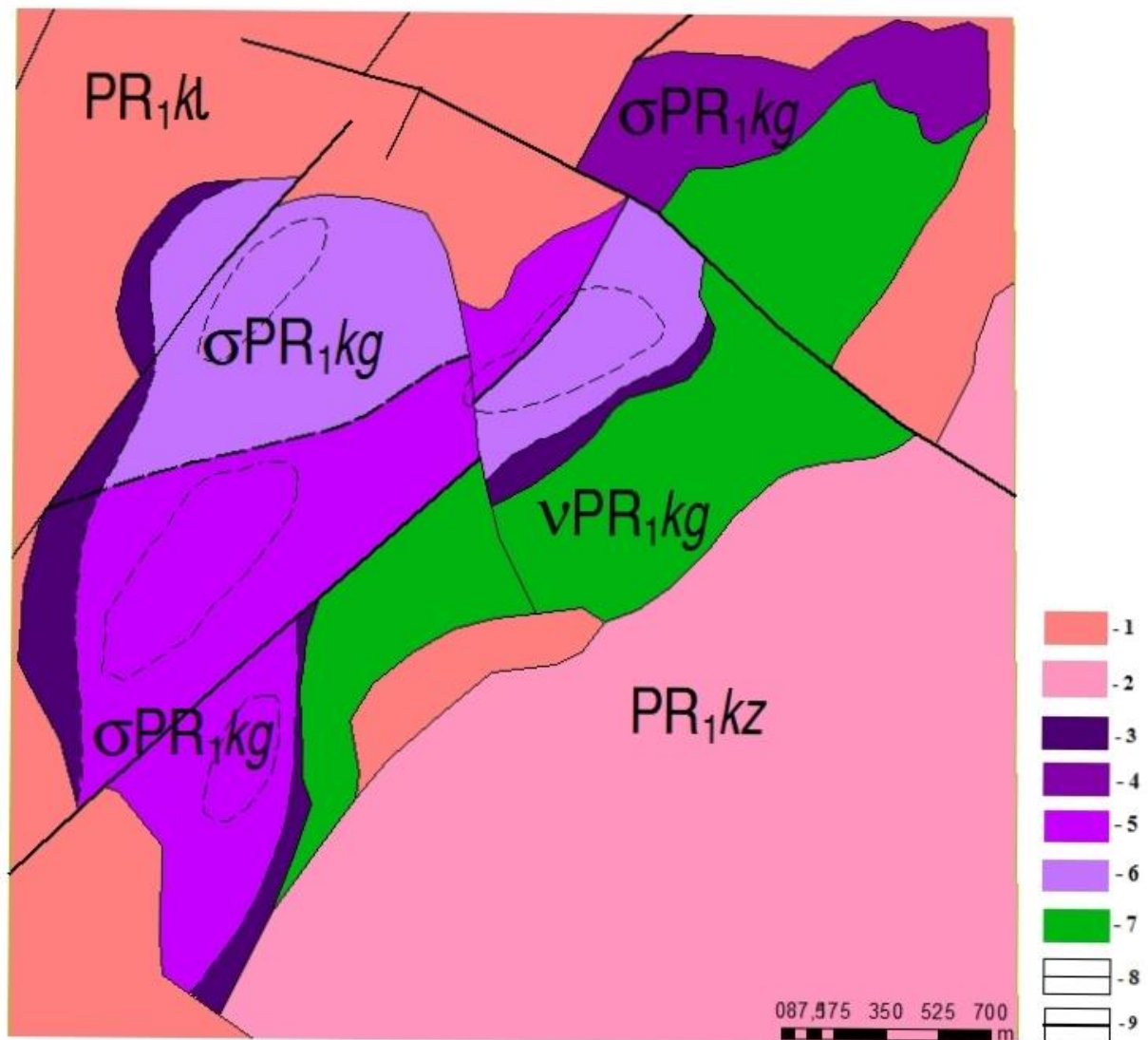


Рисунок 2.1 - Схема внутреннего строения Барыньского массива. 1 - 2: вмещающие породы: 1 - раннепротерозойская амфиболитовая с единичными прослоями гнейсов, коматиитов, кварцитов, мраморов формация: кулижинская толща; 2 - раннепротерозойская существенно гнейсовая с прослоями амфиболитов, коматиитов и мраморов формация: кузынская (кингашская) толща. 3 - 7: раннепротерозойская габбро-пироксенит-верлит-дунитовая формация: 3 - серпентиниты; 4 - протогранулярный тип структуры; 5 - мезогранулярный тип структуры; 6 - мозаичный тип структуры; 7 - базальт-пикритовая толща с прослоями ортоамфиболитов. 8 - достоверные геологические границы; 9 - разрывные нарушения.

3. ПЕТРОГРАФИЯ

Ультрамафиты, слагающие Барыньский массив, относятся к идарскому комплексу. Они представлены дунитами, гарцбургитами, ортопироксенитами и образовавшимися по ним серпентинитами. Эти породы являются мантийными реститовыми образованиями, которые отличаются отсутствием магматических кумулятивных микроструктур, для них свойственны гранобластовые, порфиорокластовые, мозаичные метаморфические микроструктуры, обусловленные пластическими деформациями. Барыньский массив, очевидно можно считать эталонным объектом идарского комплекса на Канской глыбе и который представляет собой фрагмент офиолитовой ассоциации.

Ниже рассмотрим петрографическую характеристику ультрамафитов Барыньского массива.

3.1. Дуниты

Структура дунитов чаще тонко-, мелкозернистая, мозаичная, либо мозаично-лейстовая (рис 3.1), отмечаются среднезернистые, мезогранулярные и грубозернистые, протогранулярные (рис 3.2). Текстура обычно однородная, либо директивная. Минералогический состав: оливин ~99%, присутствует хромшпинелид, из вторичных минералов отмечаются антигорит, лизардит, тремолит, тальк, хлорит, кальцит и магнетит.(табл 3.1)

Таблица 3.1 – Количественно-минералогический состав гарцбургитов и дунитов (в объемных %)

Минерал	№ Образца (порода)				
	4236 (Д)	5052 (Д)	5056 (Д)	5100 (Г)	4200 (Г)
Оливин	98	85	98	65	65
Ортопироксен	-	11,5	-	20	25
Хромшпинелиды	2	1	1	-	-
Серпентин	-	5	1	-	-
Тальк	-	9	-	15	10
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание – Породы: Г – гарцбургит, Д – дунит.

В тонко-, мелкозернистых дунитах оливин представлен гранобластовыми, мозаичными и мозаично-лейстовыми агрегатами, сложенными зернами с размерами менее 1,5 мм. Отмечаются более крупные индивиды до 2 мм. Форма зерен оливина субизометричная, линзовидная с плавными, округлыми границами. В грубозернистых дунитах оливин представлен очень крупными субизометричными протогранулярными зернами с размерами более 10 мм. Зерна оливина всегда бесцветные, прозрачные имеют высокий рельеф и выделяются яркими цветами интерференции. Погасание прямое, обычно однородное, иногда волнистое, субблоковое. В слабо измененных дунитах зерна оливина по трещинкам замещаются петельчатыми жилками серпентина, а по периферии – шестоватыми и лучистыми индивидами антигорита, иногда в тесной ассоциации с хлоритом, который отличается аномальными цветами интерференции. В интенсивно измененных дунитах оливин наблюдается в виде уцелевших фрагментов среди антигоритовых и хлоритовых агрегатов.

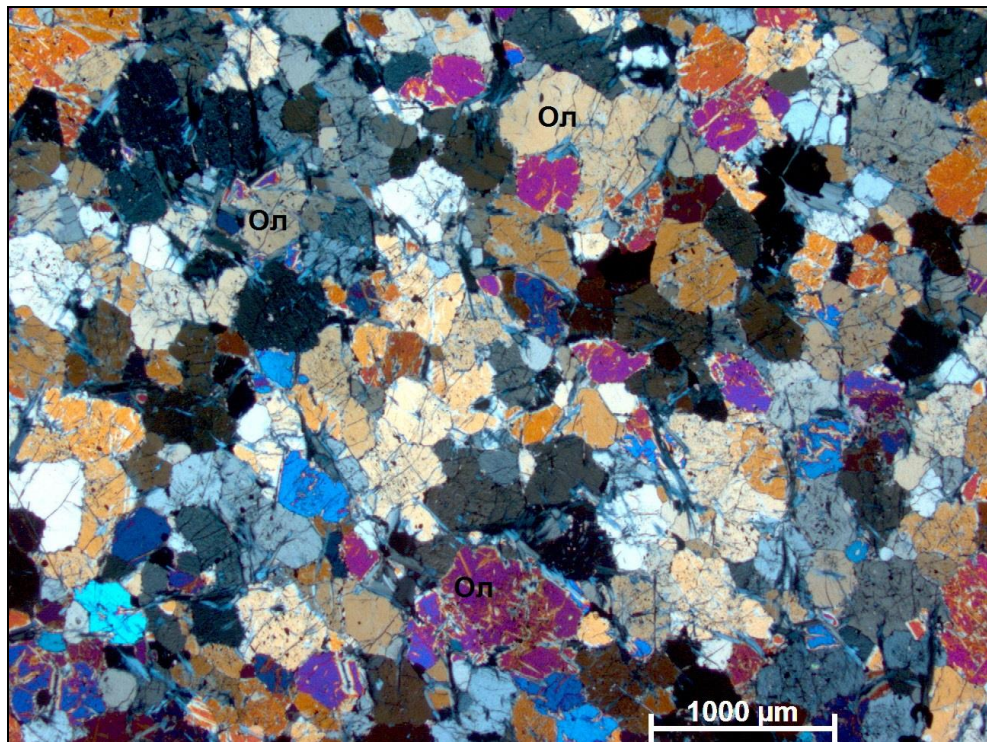


Рисунок 3.1 – Дунит. Мозаичная структура Ол – оливин. Обр. 5056. Николи Х.

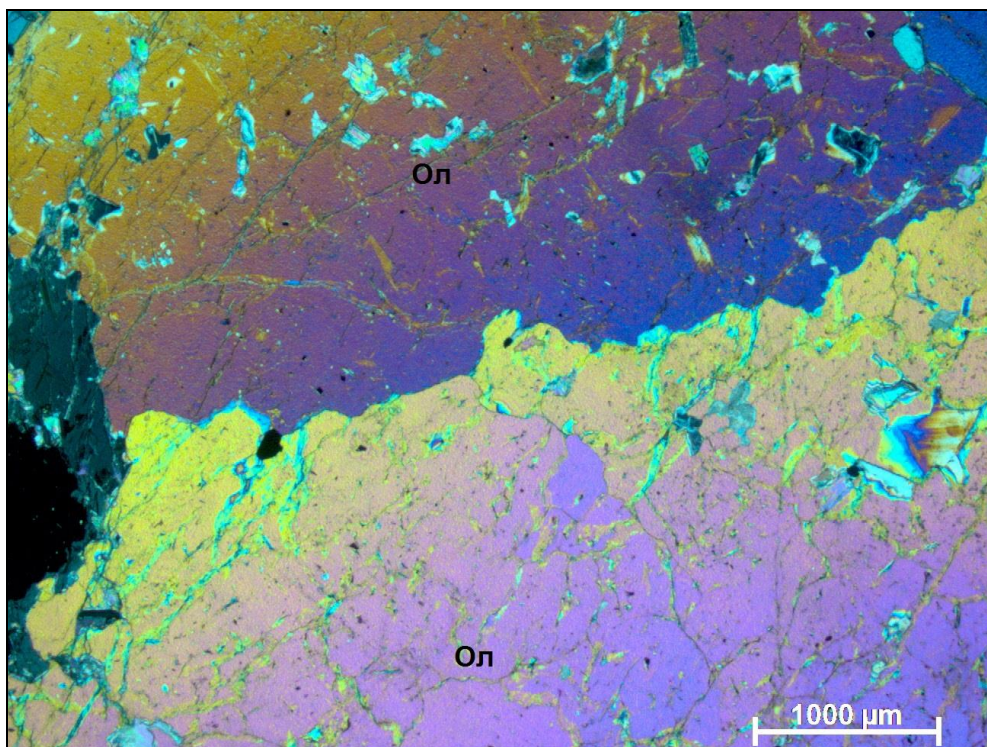


Рисунок 3.2 – Дунит. Протогранулярная структура Ол – оливин . Обр. С-15/65-11. Николи Х.

Уцелевшие участки сложены гранобластовыми удлинёнными зёрнами оливина. По трещинкам в них отмечаются петельчатые жилки lizardite. Хлорит образует бесцветные, прозрачные чешуйки, которые обособляются среди серпентина. Чешуйки

хлорита имеют светло-серые цвета интерференции. Они обычно деформированы изгибом, отмечается их расщепление вдоль спайности. Тальк обычно распространен неравномерно и приурочен к антигоритовым агрегатам. Они образуют микрочешуйчатые агрегаты, которые пронизывают антигоритовые агрегаты. Размер чешуек до 1 мм. Они бесцветные, прозрачные, выделяются очень яркими цветами интерференции. Они часто деформированы изгибом, имеют волнистое погасание. Отмечается неравномерная вкрапленность черных зерен хромшпинелидов, которые иногда обособляются в мелкие агрегативные скопления. Форма зерен субизометричная, ромбовидная, прямоугольная. Удлиненные индивиды обычно вытягиваются вдоль директивности. Их размер обычно менее 1 мм. Магнетит наблюдается в виде тонкой и мелкой вкрапленности с размерами зерен менее 0,5 мм, либо он образует мелкие просечки и цепочки

3.2. Гарцбургиты

Гарцбургиты отличаются широкими вариациями структур по размерам зерен оливина: мозаичные (микрозернистые, тонкозернистые, мелкозернистые), мезогранулярные (среднезернистые) (рис 3.3, 3.4), протогранулярные (крупнозернистые, грубозернистые). Структуры обычно гранобластовые, нередко порфиробластовые, иногда порфирокластовые. Текстура однородная, либо директивная. Минералогический состав гарцбургитов: оливин ~70-85%, энстатит ~15-25%, хромшпинелид. Из вторичных отмечаются серпентин (лизардит, антигорит), тальк, тремолит, хлорит, магнетит.

Оливин представлен в основном гранобластовыми агрегатами с различными размерами зерен: тонкозернистые 0,5-1 мм, микрозернистые 1-2 мм, среднезернистые 2-5 мм, крупнозернистые 5-10 мм, грубозернистые >10 мм.. Оливин представлен субизометричными, нередко удлиненными зернами, которые вытягиваются субпараллельно и отражают направление директивности. Они бесцветные, прозрачные, выделяются в рельефе, отличаются яркими цветами интерференции и однородным погасанием. В пластически деформированных гарцбургитах порфирокласты приобретают неоднородное, субблоковое, погасание, иногда отмечаются полосы пластического излома. В серпентинизированных гарцбургитах оливин интенсивно замещается поперечно-волокнистыми жилками лизардита и наблюдается в виде уцелевших фрагментов в центральных частях петелек, которые, в свою очередь, замещаются пластинчато-волокнистыми либо микрозернистыми агрегатами лизардита. Для волокон лизардита характерно отрицательное удлинение. Энстатит наблюдается в виде таблитчатых и удлиненных зерен с размерами до 3 мм, либо образует порфиробласты до 10 мм и небольшие агрегативные скопления. Удлиненные зерна отражают направление директивности. Они бесцветные, прозрачные, выделяются в рельефе, имеют светло-серые цветами интерференции. Характерно прямое погасание, призматическая спайность. Погасание однородное, в деформированных индивидах неоднородное субблоковое. По трещинкам и периферии зерна энстатита замещаются бесцветным тальком, нередко до полного замещения. Чешуйки талька выделяются яркими цветами интерференции. Они часто деформированы изгибом. Иногда тальк образует тонкие ветвящиеся жилки, сложенные микрочешуйчатыми агрегатами. Среди талька встречаются бесцветные чешуйки хлорита с аномальными цветами интерференции. Зерна хромшпинелидов имеют ксеноморфную форму и размер до 2 мм. Мелкие индивиды часто имеют удлиненную форму и вытягиваются согласно директивности. Магнетит наблюдается обычно среди серпентиновых агрегатов в виде тонкой вкрапленности, либо просечек.

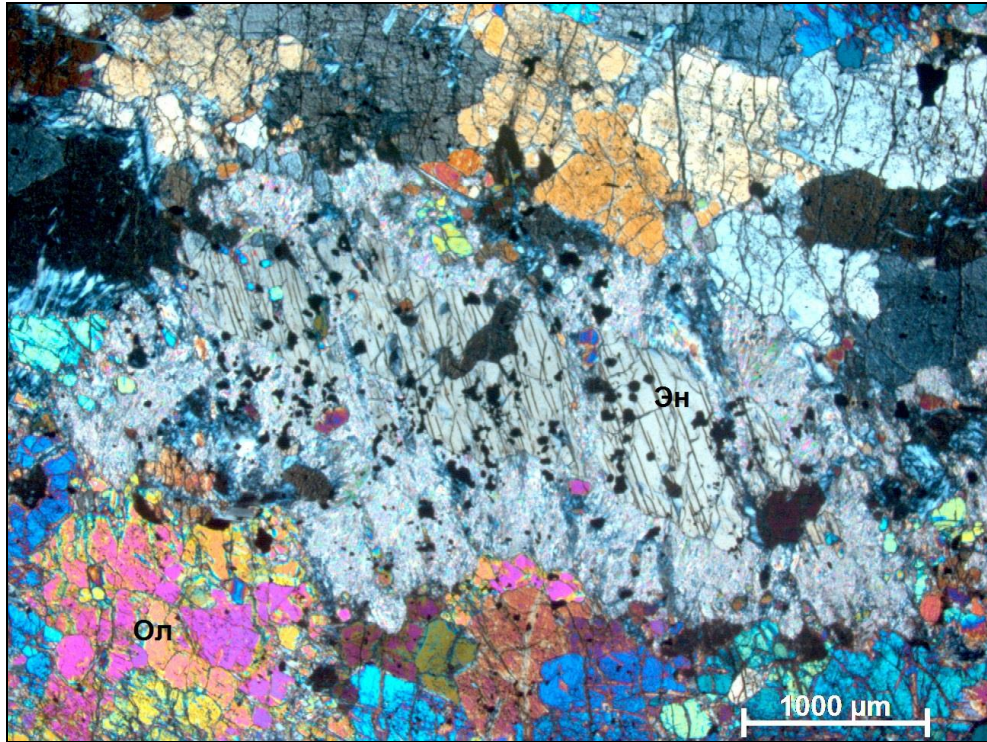


Рисунок 3.3 – Гарцбургит. Мезогранулярная структура Ол – оливин, Эн - энстатит
Обр. 5250. Николи Х.

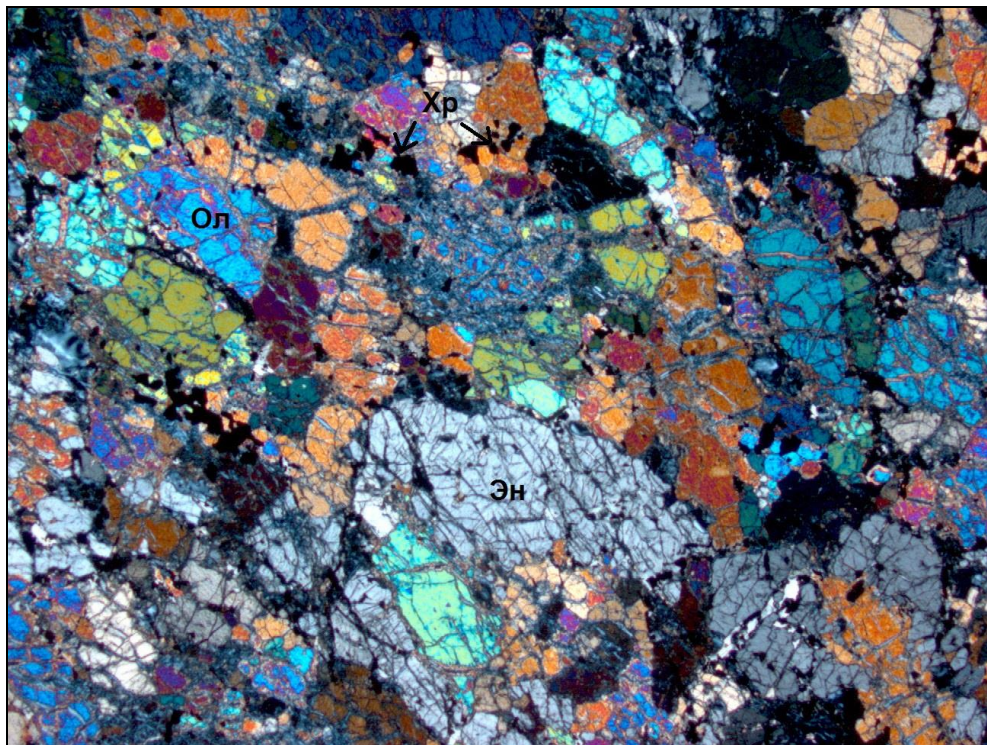


Рисунок 3.4 – Гарцбургит. Мезогранулярная структура Ол – оливин, Эн - энстатит.
Обр. 5100. Николи Х.

3.3. Ортопироксениты

Структура среднезернистая (рис 3.5.), редко, текстура однородная. Состав: энстатит ~65-70%, оливин до 20%, хромшпинелид до 5%,. Из вторичных минералов отмечаются, антигорит, тальк, хлорит, магнетит. Энстатит представлен субизометричными, неправильными, удлиненными зернами с размерами чаще от 2 до 10 мм, реже менее. Зерна бесцветные, прозрачные с высоким рельефом и низкими цветами интерференции, характерно прямое погасание. Зерна энстатита обычно разбиты многочисленными трещинками, по которым они замещаются петельчатыми жилками микрочешуйчатого талька. При интенсивном замещении по зернам энстатита образуются мелкочешуйчатые агрегаты талька. Для талька характерно отсутствие рельефа, прозрачность и очень яркие цвета интерференции. Иногда тальк наблюдается в виде пластинчатых чешуек неправильной формы с размерами до 3 мм. Они часто деформированы изгибом, характерно волнистое погасание. Среди талька встречаются чешуйки хлорита и их скопления, которые бесцветные либо бледные желто-зеленые. Размер чешуек до 1 мм, редко более. Они не имеют рельефа и отличаются аномально низкими зеленовато-серыми цветами интерференции.

Оливин иногда присутствует в заметных количествах и представлен субизометричными зернами с размерами до 2 мм. Они бесцветные, прозрачные, с высоким рельефом и яркими цветами интерференции. Зерна оливина обычно разбиты хаотичными трещинками, которые выполнены тонкими жилками и просечками магнетита. Отмечаются субизометричные зерна хромшпинелидов с размерами до 1 мм. Зерна хромшпинелидов обычно окружены каемкой хлорита с бледно-зеленой окраской. Магнетит наблюдается в виде очень тонкой вкрапленности, тонких просечек приуроченной обычно к серпентину и хлориту.

3.4. Метасоматиты

Структура мелко-, среднезернистая, гранолепидобластовая (рис 3.6), текстура однородная. Состав породы: оливин ~10 %, тальк ~25 %, хлорит ~65 %, отмечается магнетит.

Порода сложена преимущественно среднезернистыми агрегатами хлорита с размерами чешуек чаще 2-4 мм. Они имеют очень слабые зеленоватые оттенки. Они имеют светло-серые до желтоватых цвета интерференции. Чешуйки интенсивно деформированы изгибом, характерно волнистое погасание.

Тальк наблюдается в виде пятнистых обособлений, сложенных микрочешуйчатыми агрегатами, которые выделяются очень яркими цветами интерференции. Иногда агрегаты талька проникают в крупные чешуйки хлорита вдоль спайности.

Оливин наблюдается в виде субизометричных и неправильных по форме зерен с размерами до 2 мм. Они выделяются в рельефе, бесцветные, прозрачные с высокими цветами интерференции, имеют прямое погасание. Зерна оливина встречаются среди чешуек хлорита и образуют с ними равновесную ассоциацию.

Магнетит наблюдается в виде неравномерной вкрапленности черных зерен с размерами менее 0.5 мм. Иногда магнетит образует мелкие просечки и обособляется в небольшие скопления

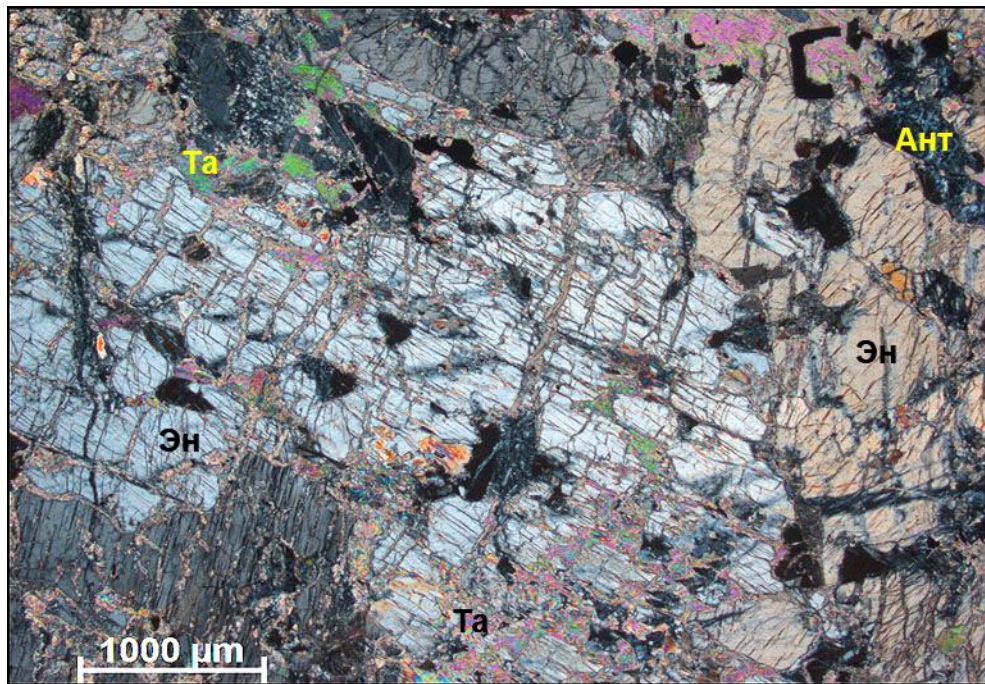


Рисунок 3.5 – Ортопироксенит серпентинизированный, оталькованный. Эн–энстатит, Ант–антигорит, Та–талк. Обр. 4195.

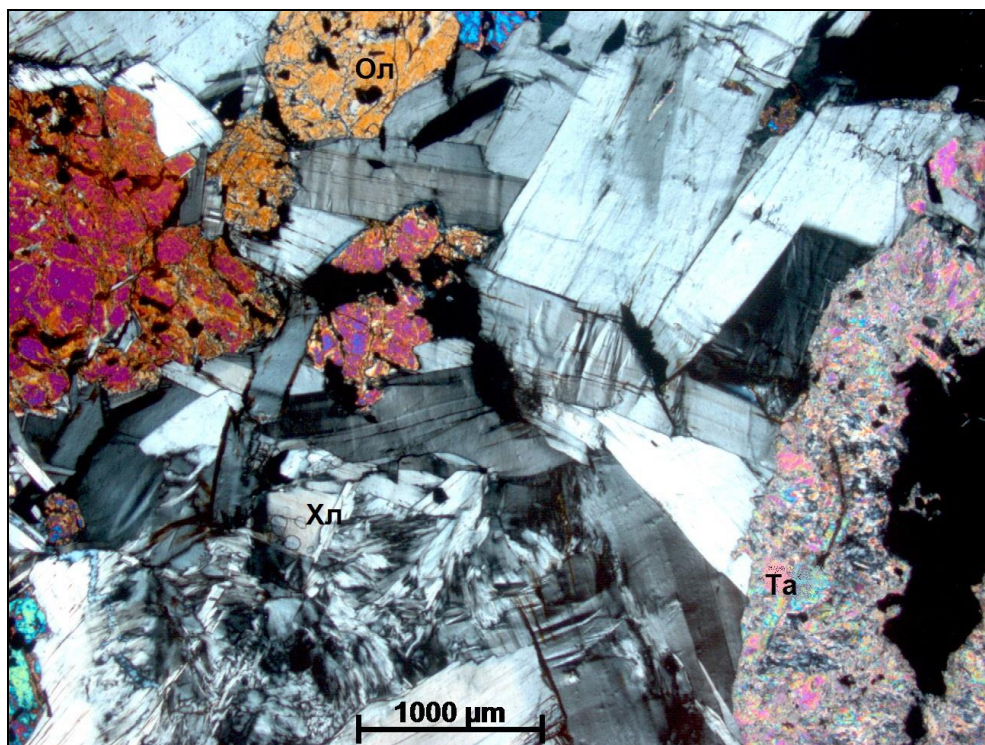


Рисунок 3.6 – Оливин-талк-хлоритовый метасоматит. Ол–оливин, Та–талк, Хл–хлорит. Обр. 5033/1. Николи X.

4. ПЕТРОГЕОХИМИЯ

Петрогеохимическое исследование ультрамафитов Барыньского массива проводилось с учетом отнесения их к идарскому реститовому дунит-гарцбургитовому комплексу. Проведено их сравнение с ультрамафитами Оспинского массива, который является реститовым фрагментом Восточно-Саянского офиолитового пояса, расположенного в юго-восточной части Восточного Саяна (Гончаренко, Чернышов, 1990).

4.1. Петрохимия

Выявленные по петрографическим признакам реститовые ультрамафиты Барыньского массива отчетливо подтверждаются их петрохимическими особенностями, наблюдаемыми на бинарных диаграммах. При построении диаграмм использованы результаты 19 оригинальных анализов ультрамафитов, полученных в процессе выполнения тематических работ (табл.4.1), а также 14 опубликованных анализов ультрамафитов Оспинского офиолитового массива (Гончаренко, Чернышов, 1990).

На бинарных диаграммах (рис 4.1.) для исследуемых пород Барыньского массива установлено распределение основных петрогенных элементов, фигуративные точки которых отчетливо подчеркивает специфику химических составов ультрамафитов идарского комплекса.

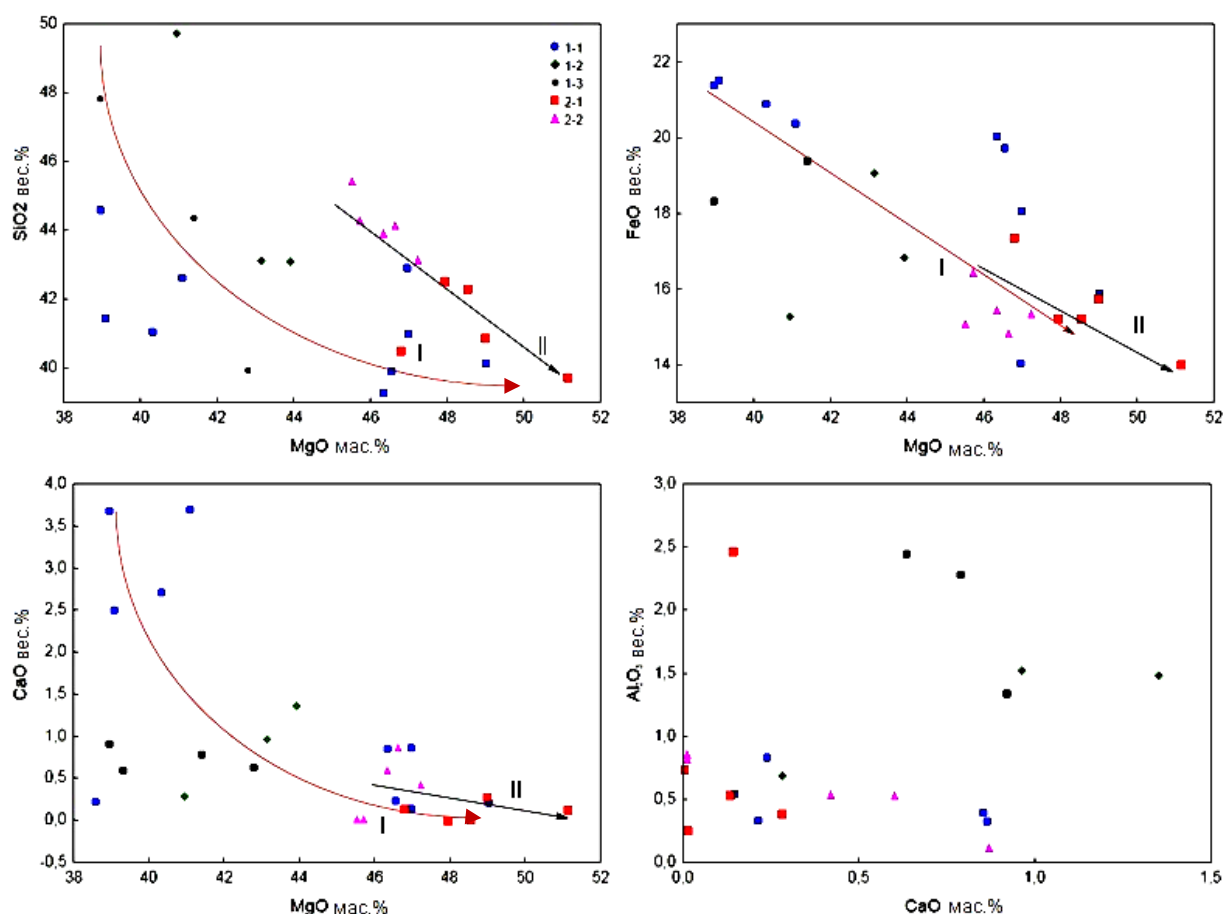


Рисунок 4.1 – Бинарные диаграммы для ультрамафитов Барыньского и эталонного Оспинского массивов. Барыньский массив: 1-1 – дуниты. 1-2 – гарцбургиты; 1-3 – серпентинитовый гарцбургит; Оспинский массив: 2-1 – дуниты, 2-2 – гарцбургиты. Тренды вариации составов ультрамафитов: I – Барыньского, II – Оспинского массивов.

Таблица 4.1 – химический состав ультрамафитов Барыньского и Оспинского массивов

Барыньский массив													
порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO
дунит	41,06	0,10	4,17	3,51	7,14	0,09	40,32	2,71	0,13	0,07	0,05	0,40	0,25
дунит	41,47	0,06	5,09	3,49	7,22	0,09	39,07	2,50	0,10	0,30	0,02	0,38	0,19
дунит	39,93	0,06	0,83	4,40	7,04	0,10	46,54	0,24	0,09	0,10	0,02	0,42	0,23
дунит	39,29	0,04	0,40	6,51	5,11	0,16	46,34	0,85	0,08	0,05	0,04	0,86	0,27
дунит	35,82	0,28	2,36	12,98	7,67	0,10	38,59	0,23	0,12	0,11	0,04	1,51	0,22
дунит	42,93	0,10	0,33	2,73	4,95	0,13	46,96	0,86	0,08	0,05	0,05	0,49	0,33
дунит	42,64	0,08	1,06	3,69	6,82	0,12	41,09	3,69	0,11	0,10	0,00	0,37	0,21
дунит	44,61	0,08	1,06	3,69	6,92	0,12	38,94	3,69	0,11	0,07	0,00	0,49	0,21
дунит	41,01	0,05	0,55	4,48	5,87	0,09	46,96	0,15	0,09	0,07	0,00	0,37	0,30
дунит	40,13	0,06	0,33	2,48	6,77	0,13	49,01	0,21	0,05	0,07	0,00	0,39	0,34
гарцбургит	43,09	0,11	1,48	3,71	5,17	0,11	43,92	1,35	0,10	0,16	0,00	0,58	0,21
гарцбургит	36,45	0,36	14,40	6,52	5,07	0,11	36,29	0,36	0,11	0,10	0,01	0,02	0,20
гарцбургит	49,71	0,07	0,69	1,97	5,41	0,11	40,96	0,28	0,08	0,06	0,04	0,38	0,23
гарцбургит	43,11	0,13	1,52	3,12	7,04	0,14	43,14	0,96	0,10	0,06	0,02	0,37	0,29
гарцбургит	53,27	0,10	2,19	2,09	6,03	0,13	33,86	1,66	0,12	0,10	0,03	0,25	0,14
серпентинит	39,94	0,05	2,44	7,86	5,47	0,18	42,79	0,63	0,07	0,07	0,01	0,32	0,16
серпентинит	47,84	0,18	1,34	4,63	4,11	0,04	38,94	0,92	0,09	0,11	0,04	1,69	0,08
серпентинит	37,29	0,24	2,36	9,68	8,12	0,14	39,32	0,60	0,13	0,13	0,12	1,65	0,22
серпентинит	44,37	0,15	2,28	5,98	3,97	0,07	41,39	0,79	0,10	0,08	0,04	0,58	0,20
Оспинский массив													
	42,32	0,01	0,26	0,00	8,72	0,12	48,52	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
дунит	39,73	0,01	0,54	0,00	8,34	0,11	51,12	0,13	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
дунит	40,89	0,06	0,39	0,00	9,16	0,14	48,97	0,28	0,05	0,06	0,00	0,00	0,00
дунит	42,53	0,02	0,74	0,00	8,62	0,14	47,93	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
дунит	40,51	0,03	2,47	0,00	9,82	0,13	46,77	0,14	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00
гарцбургит	44,13	0,02	0,12	0,00	8,11	0,09	46,63	0,87	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
гарцбургит	44,28	0,01	0,86	0,00	8,99	0,12	45,71	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
гарцбургит	43,13	0,00	0,54	0,00	8,55	0,10	47,23	0,42	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
гарцбургит	45,44	0,01	0,82	0,00	8,08	0,10	45,52	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
гарцбургит	43,91	0,01	0,53	0,00	8,46	0,13	46,34	0,60	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00

На бинарных диаграммах MgO-SiO_2 , MgO-FeO , MgO-CaO отчетливо видно, что фигуративные точки составов дунитов, гарцбургитов образуют тренд который, очевидно, отражает неравномерную степень деплетирования мантийного вещества. На диаграммах, MgO-CaO , MgO-SiO_2 , MgO-FeO (рис 9а,б,в.), отчетливо выделяются два тренда: I – характерен для Барыньского массива; II – для Оспинского массива. Для тренда I хорошо проявляется закономерность: с повышением содержания MgO уменьшается содержание SiO_2 , FeO , CaO . Минимальные значения для SiO_2 равны 41%, FeO – 14%, CaO – 0,02%. В то время как максимальные значения MgO колеблются в интервале 50-52%.

Ультрамафиты Оспинского массива оказываются в поле наибольшей деплетированности. Для них устанавливается тренд II, который также отражает степень их деплетированности от гарцбургитов к дунитам. Таким образом, на диаграммах отчетливо видно, что фигуративные точки ультрамафитов Барыньского массива и Оспинского массива обычно образуют самостоятельные поля, которые на одних диаграммах перекрываются, а на других нет, что свидетельствует о существенных их различиях вещественного состава. Также можно сделать вывод, что с увеличением степени деплетирования характеризуются увеличением, главным образом, MgO и уменьшением FeO , CaO и Al_2O_3 . Ультрамафиты Оспинского массива в сравнении с Барыньским обогащены MgO и обеднены SiO_2 , FeO , CaO и Al_2O_3 (рис. 9) и по своему составу отвечают реститовым предельно истощенным гарцбургитам и дунитам. Более высокие содержания SiO_2 , FeO , CaO и низкие MgO в ультрамафитах Барыньского массива, вероятно, связано с ограниченной степенью деплетированности исходного мантийного субстрата. На диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$ фигуративные точки Барыньского и Оспинского массивов имеют неравномерное распределение, которые обособляются в две группы (рис. 9 г). Первая из них малоглиноземистая, где Оспинский массив отличается минимальным содержанием CaO , а Барыньский массив, наоборот, повышенным содержанием CaO , до 25%. И вторая группа – высокоглиноземистая, что очевидно связано с наложенными процессами.

Таким образом, ультрамафиты Барыньского массива оказываются близкие таковым в офиолитовых комплексах. Они являются мантийными реститовыми образованиями, которые в твердопластичном состоянии были перемещены в верхние этажи литосферы по глубинным надвигам.

4.2. Геохимия

Геохимическое изучение ультрамафитов Барыньского и Оспинского массивов проводилось с целью выявления особенностей распределения в них редкоземельных и редких элементов (табл 4.2), отражающих их формационную природу и принадлежность их к соответствующему реститовому комплексу. Анализ распределения редкоземельных элементов в ультрамафитах Барыньского и его эталонного объекта – Оспинского массива позволил установить закономерности и эволюционную направленность изменения их содержаний в процессе деплетирования мантийного вещества.

Дуниты и гарцбургиты Барыньского массива отличаются близкими содержаниями REE с заметной их вариацией и имеют очень близкий характер распределения (рис. 4.2). Для них характерны более высокие концентрации легких элементов с тенденцией уменьшения к средним. При этом средние и тяжелые элементы обнаруживают примерно равные содержания, либо с несущественным накоплением последних. Наблюдается отчетливо выраженный минимум Pr.

Таблица 4.2 – Распределение элементов-примесей в ультрамафитах Барыньского и Оспинского массивов

Барыньский массив												
Элемент/образец	4200,0	4214/1	4234,0	4236,0	5010,0	5033/1	5052,0	5056,0	5089,0	5089/a	5100,0	k-14/1-5
Be	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
Sc	6,3	5,3	6,4	4,8	5,0	25,8	5,7	5,5	5,5	6,0	6,7	4,1
Ti	41,4	25,8	86,3	182,9	112,5	8953,8	34,3	61,1	110,4	116,5	288,1	141,2
V	15,6	12,2	26,9	40,7	26,8	165,7	28,8	18,5	39,2	39,0	42,0	36,8
Cr	3391,3	3036,3	3408,9	7172,6	3874,9	1788,6	3866,3	5051,1	9874,1	9027,3	7304,5	4283,5
Co	117,7	79,5	100,0	112,6	79,5	95,7	138,4	112,9	117,4	116,6	86,0	117,3
Ni	2061,3	1440,7	1798,6	1954,9	1196,5	1266,5	2494,0	1652,5	2140,0	2051,9	2083,8	2375,0
Cu	6,1	7,5	8,8	9,3	8,4	14,4	9,2	108,4	195,1	10,1	6,1	14,5
Zn	80,0	32,6	87,8	114,8	123,6	81,3	38,6	36,5	54,5	59,7	47,3	72,1
Rb	0,6	0,9	1,2	1,0	2,5	1,4	1,6	0,7	0,6	1,1	0,9	0,8
Sr	9,5	17,3	12,9	9,4	15,5	10,2	8,4	8,2	6,4	11,5	14,3	11,6
Y	0,4	0,1	0,1	0,8	0,9	2,6	0,2	0,2	0,3	0,6	0,4	1,2
Zr	0,9	1,5	1,8	1,2	3,3	11,3	2,2	1,7	1,8	3,1	1,9	5,5
Nb	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	9,8	0,2	0,1	0,2	0,2	0,5	0,3
Cs	0,9	0,0	0,1	0,1	0,8	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,6	0,1
Ba	13,5	8,2	22,6	34,0	43,8	62,0	21,6	20,9	5,0	13,4	9,1	30,4
La	0,2	0,3	0,3	0,4	0,6	2,5	0,8	0,4	0,5	0,8	0,7	1,2
Ce	0,3	0,5	0,5	0,9	3,8	6,6	1,9	0,8	1,1	2,3	1,5	3,3
Pr	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,7	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,4
Nd	0,1	0,2	0,2	0,4	0,5	2,8	0,6	0,3	0,4	0,7	0,6	1,4
Sm	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,6	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3
Eu	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1

Продолжение таблицы 4.2

Gd	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,6	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3
Tb	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Dy	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,6	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2
Ho	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Er	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,3	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
Tm	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Yb	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1	0,4	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
Lu	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Hf	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1
Ta	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Th	0,1	0,0	0,1	0,2	0,2	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3
U	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	1,7
Оспинский массив												
	0-75/4	0-7/5	0-57/5	0-18/5	0-18/3	0-77/1	0-71/5	0-72/5	0-75/1	0-27/1A	0-27/1	0-24/3
Be	0,1	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
Sc	3,9	7,9	4,3	6,9	7,1	5,1	7,7	5,2	9,1	4,7	6,9	6,5
Ti	22,3	37,0	96,6	25,9	61,7	57,8	26,9	20,9	75,4	24,8	15,4	24,7
V	5,0	46,2	47,1	24,4	23,5	11,3	24,6	18,3	42,5	7,6	17,4	29,8
Cr	695,7	9149,2	12475,4	3244,5	3245,4	2049,7	3172,9	2439,2	7158,7	761,0	1770,3	3117,1
Co	138,3	139,6	123,7	111,8	112,3	114,6	131,0	67,1	121,6	124,0	119,3	114,5
Ni	1613,9	2147,3	2995,6	2984,2	2933,9	1969,5	3510,2	1754,6	2188,5	3504,8	3308,5	3238,2
Cu	10,5	9,6	10,7	13,7	7,0	8,0	5,6	5,5	4,7	5,3	4,2	6,1
Zn	28,7	118,4	106,7	44,9	49,3	32,4	47,4	78,4	70,5	36,9	45,4	43,7
Rb	3,6	0,4	0,7	0,8	1,7	0,8	1,5	0,7	0,6	0,9	1,7	1,4

Окончание таблицы 4.2

Sr	6,2	5,4	17,1	10,2	33,5	8,4	5,6	8,5	6,2	12,0	7,7	7,6
Y	0,3	0,1	0,3	0,2	1,3	0,2	0,1	0,1	0,4	0,2	0,1	0,2
Zr	1,8	1,2	2,2	1,7	4,8	2,5	1,5	1,4	2,1	1,7	1,4	1,8
Nb	0,3	0,1	0,2	0,1	0,6	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
Cs	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
Ba	7,5	8,3	13,5	8,2	40,5	9,7	7,4	4,3	6,6	8,9	7,2	8,2
La	0,4	0,1	0,3	0,2	1,0	0,3	0,2	0,1	0,4	0,2	0,1	0,2
Ce	0,8	0,3	0,7	0,8	3,1	0,6	0,4	0,3	1,1	0,5	0,5	0,5
Pr	0,1	0,0	0,1	0,0	0,3	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0
Nd	0,3	0,1	0,3	0,2	1,2	0,2	0,1	0,1	0,4	0,2	0,1	0,2
Sm	0,0	0,0	0,1	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
Eu	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Gd	0,0	0,0	0,1	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
Tb	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Dy	0,1	0,0	0,1	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
Ho	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Er	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
Tm	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Yb	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
Lu	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Hf	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1
Ta	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Th	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0
U	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

На графиках отмечается тенденция к пропорциональному накоплению REE от мезогранулярных дунитов и гарцбургитов к протогранулярным. Наибольшие их содержания устанавливаются в мозаичных разновидностях.

Распределения REE в дунитах и гарцбургитах эталонного Оспинского массива соответствует их распределению в ультрамафитах Барыньского массива. Отличия проявляются лишь в отсутствии Pr аномалии, и наиболее отчетливо проявляется тенденция к накоплению легких элементов. Также отмечается уменьшение легких элементов, однако концентрациях средних и тяжелых элементов примерно равные в гарцбургитах Оспинского массива. Дуниты и гарцбургиты Оспинского массива имеют примерно одинаковые графики распределения REE (рис. 10 б,г), однако наиболее истощенными этими элементами оказываются наиболее деплетированные дуниты.

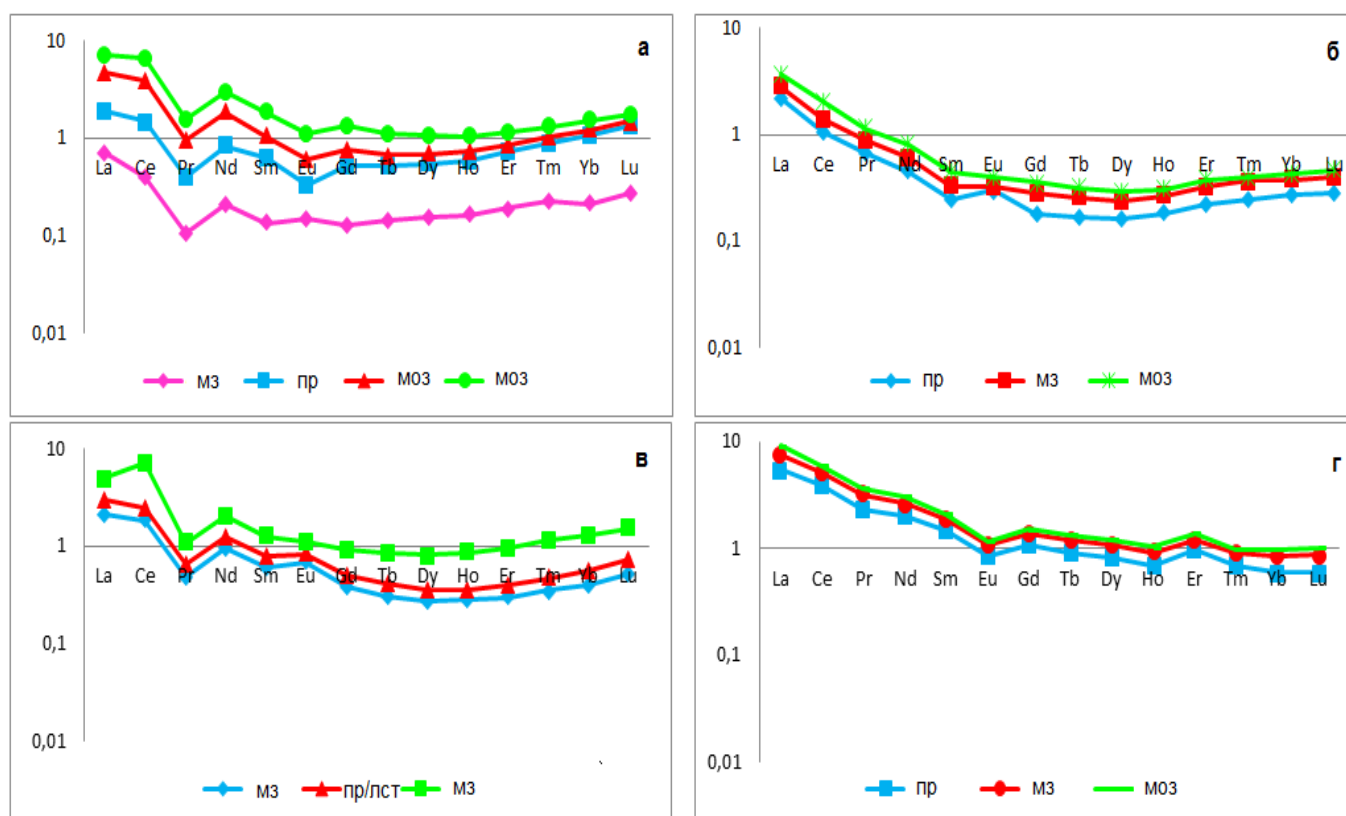


Рисунок 4.2 – Распределение содержаний редкоземельных элементов в дунитах и гарцбургитах Барыньского (а,в) и Оспинского (б,г) комплексов. Микроструктурные типы дунитов и гарцбургитов: м3 – мезогранулярный; пр – протогранулярный; моз – мозаичный; пр/пст – порфиroleйстовый. Концентрации элементов нормированы к хондриту (Boynnton, 1984).

Дуниты, гарцбургиты и образовавшиеся по ним серпентиниты Барыньского массива характеризуются значительными вариация редких элементов (табл. 4,3), Возможно, что столь значительные вариации этих элементов в ультрамафитах связаны с вторичными процессами: оталькованием, тремолитизацией и хлоритизацией – наложенными на изученные породы. Следует отметить, что породы Барыньского массива значительно обогащены Ni, Co, Ti, Zn, а также Cu и V, но уже в меньшей степени.

Концентрации Ni в Барыньском массиве уменьшаются от дунитов к гарцбургитам. Для Оспинского массива наблюдается обратная картина, увеличение содержания Ni от гарцбургитов к дунитам (табл. 4.3).

Содержание Co в дунитах и гарцбургитах Оспинского и Барыньского массивов существенно не отличаются. Отмечается уменьшение концентрации Co от дунитов к гарцбургитам.

Таблица 4.3 – Распределение редких элементов в метаморфических ультрамафитах Барыньского и Оспинского массивов.

Элементы	Барыньский массив		Оспинский массив	
	дунит(6)	гарцбургит(3)	дунит(5)	гарцбургит(9)
Ni	2493-1652	2084-1441	3505-1614	3510-1755
Co	138,42-112,58	100-79	140-119	131-67
Ti	182,95-34,35	288-26	97-15	285-21
V	40-66-15,57	42-12	47-5	42-11
Zn	114,76-36,51	88-33	118-29	78-32
Cu	195-6	8,8-6,1	10,7-4,2	13,7-4,7
Sc	6,29-4,81	6,7-5,3	7,9-3,9	9,1-4,8
Ga	2,05-0,85	1,9-0,4	-	-
Be	0,21-0,03	0,2-0,1	0,10-0,01	0,21-0,03
Cs	0,08-0,03	0,6-0,0	0,14-0,02	0,32-0,03

Примечание – В скобках указано количество проанализированных проб. Через дефис приводятся минимальные и максимальные содержания элементов.

Для Барыньского массива характерны более высокие концентрации Ti, по сравнению с Оспинским массивом, однако наблюдается общая тенденция уменьшения содержания Ti от гарцбургитов к дунитам.

Концентрации V в дунитах и гарцбургитах Оспинского и Барыньского массивов концентрируются в равном количестве.

По содержанию Zn дуниты и гарцбургиты обоих массивов практически идентичны. Максимальное накопление Zn характерно для дунитов, минимальное для гарцбургитов.

Для дунитов Барыньского массива характерно максимальное содержание Cu, по сравнению с гарцбургитами. В Оспинском массиве содержание меди для дунитов и гарцбургитов колеблется в равных значениях.

На основе проведенных исследований можно сказать, что установленный характер распределения редких элементов в ультрамафитах указывает на высокую степень их рестирования, способствующую перераспределению этих элементов.

5. ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

По результатам проведенных комплексных петрологических исследований пород Барыньского массива можно сделать следующие петрогенетические выводы:

1. Канская глыба расположена в краевой ЮЗ части Сибирской платформы на границе с Центрально-Азиатским складчатым поясом и ограничена зонами Главного разлома Восточного Саяна и Канско-Агульского. Она имеет сложное блоково-чешуйчато-надвиговое строение. В пределах глыбы выделяются два зеленокаменных пояса (ЗКП): Идарский и Канский. Возможно, что Канский и Идарский ЗКП представляют собой разобщенные гранитоидами и разломами фрагменты единого на Канской глыбе Канского зеленокаменного пояса.

2. Ультрамафиты Барыньского массива представлены телами, имеющими линзовидную форму и являются конформными к структуре вмещающих пород. Они сложены метаморфическими перидотитами дунит-гарцбургитовой ассоциации, характерных для нижней части офиолитовых комплексов (Колман, 1979). Характерной особенностью пород этой ассоциации является наличие в них гранобластовых и порфирукластовых структур, свойственных метаморфическим породам. Ультрамафиты Барыньского массива представляют собой реститовые образования, которые, вероятно, были выведены в верхние этажи литосферы по эшелонированным глубинным надвигам, обрамляющих с юго-запада Сибирскую платформу.

3. Ультрамафиты Барыньского массива представлены, главным образом, дунитами, гарцбургитами, ортопироксенитами и их серпентинизированными разновидностями. Они по своему минералогическому составу и структурным особенностям оказываются близки метаморфическим дунитам и гарцбургитам Оспинского массива (Гончаренко, Чернышов, 1990). Оливины в породах Оспинского массива представлены форстеритами, а ромбические пироксены – энстатитом, при этом оба минерала в сравниваемых объектах по своему составу оказываются близкими. Оливины и энстатиты в породах Барыньского имеют повышенную железистость. Такое отличие главных породообразующих минералов, очевидно, связано с меньшей степенью деплетированности реститовых ультрамафитов Барыньского массива, по сравнению с ультрамафитами Оспинского массива.

Дуниты и гарцбургиты Барыньского массива также редко сохраняют свой свежий облик, они обычно в различной степени серпентинизированы и нередко преобразованы в серпентиниты. Иногда в них сохраняются признаки гранобластовых структур, подчеркиваемых тонкими жилками магнетита, обрамляющих полигональные псевдоморфозы серпентина по оливину. В серпентинитах Барыньского массива, наряду с лизардитом и антигоритом, значительным распространением пользуется хризотил, какой-либо отчетливой последовательности в их образовании не всегда удается установить. Чаще всего серпентиниты этого комплекса в значительной степени перекристаллизованы и имеют антигоритовый состав.

Ультрамафиты часто преобразованы в метасоматические породы. Их петрографический состав очень разнообразен, они сложены одним, двумя и более вторичными минералами, главными из которых являются серпентин, тремолит, тальк, хлорит, кальцит, отмечаются, флогопит и др.

4. Ультрамафиты Барыньского массива отличаются меньшей вариацией химического состава, для них характерны минимальные содержания кальция и алюминия. Тренд распределения фигуративных точек для реститовых ультрамафитов, очевидно, отражает неравномерную степень деплетирования мантийного вещества. По составу ультрамафиты Барыньского массива близки метаморфическим перидотитам офиолитовой ассоциации Оспинского массива. Однако ультрамафиты Оспинского массива отличаются повышенной магнезиальностью, что, очевидно, связано с большей степенью деплетирования мантийного субстрата в условиях больших глубин. Близкое

распределение РЗЭ в магматических и реститовых дунитах, вероятно, обусловлено одним источником мантийного вещества, а их различия связаны с последующими резко разнонаправленными процессами: либо его плавлением и дифференциацией, либо деплетированием. На существенное уменьшение концентраций РЗЭ в процессе деплетирования, показывает их распределение и минимально низкие содержания в наиболее истощенных деплетированных дунитах эталонного Оспинского массива.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного петрологического изучения горных пород идарского комплекса установлены их основные типы и разновидности. Главное внимание уделялось изучению петрографических, петрогеохимических особенностей ультрамафитов.

Ультрамафиты являются главным объектом изучения. Они пользуются значительным распространением в исследуемом районе.

Реститовые ультрамафиты Барыньского массива представлены, главным образом, дунитами, гарцбургитами, ортопироксенитами и их серпентинизированные разностями. Для дунитов и гарцбургитов характерны структуры, свойственные метаморфическим породам: гранобластовые, порфировкластовые и мозаичные. Оливин и энстатит часто обнаруживают неоднородное погасание и полосы пластического излома, что свидетельствуют о вовлечении ультрамафитов в пластическое течение, осуществлявшееся сдвиговыми деформациями.

Петрогеохимические особенности ультрамафитов Барыньского массива обычно отражают два этапа их эволюции. Первый этап отражает их магматическую либо реститовую природу. На втором этапе ультрамафиты комплексов претерпели пластические деформации в условиях регионального метаморфизма.

Таким образом, результаты петрологического исследования дунитов и гарцбургитов Барыньского массива позволяют отнести их к реститовым образованиям, которые сформировались в результате интенсивного деплетирования вещества верхней мантии. По своему составу они являются очень схожими с метаморфическими перидотитами офиолитовых комплексов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. – Томск : Изд-во Том. ун-та, 1990. - 200 с.

Канский зеленокаменный пояс и его металлогения (Восточный Саян) / Т.Я. Корнев, А.Г. Еханин, А.П. Романов и др. Красноярск: КНИИГиМС, 2003. 134 с.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 269 с.

Ножкин А.Д., Смагин А.Н. Магматизм северо-западной части Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1985, № 10. – с. 45-54.

Ножкин А.Д., Чернышов А.И., Туркина О.М. и др. Метаосадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы Идарского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск: ЦНТИ, 2005, т. II, с. 356-384. Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001.

Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А. Петрогеохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия, 2010. № 2.

Фондовая

Резников И.Г., Смагин А.Н., Ренжин А.В. Прогнозно-поисковые работы в северо-западной части Канской металлогенической зоны (Дополнение к проекту). Красноярск, 2005, 179 с.

Чернышов А.И. Зырянова Л.А. Унашева Т.А. Свешникова В.С. Петроструктурное и петрогеохимическое изучение потенциально рудоносных мафит-ультрамафитовых комплексов кулибинской площади (СЗ Канской глыбы) Отчет по х/д № 2015 (2014- 2015 гг.), Томск, 2015, 118 с.

Уважаемый пользователь! Обращаем ваше внимание, что система «Антиплагиат» отвечает на вопрос, является ли тот или иной фрагмент текста заимствованным или нет. Ответ на вопрос, является ли заимствованный фрагмент именно плагиатом, а не законной цитатой, система оставляет на ваше усмотрение.

Отчет о проверке № 1

дата выгрузки: 14.06.2016 15:56:45
пользователь: annaartamonova02201@yandex.ru / ID: 3486157
отчет предоставлен сервисом «Антиплагиат»
на сайте <http://www.antiplagiat.ru>

Информация о документе

№ документа: 3
Имя исходного файла: бакалаврская работа 2016.doc
Размер текста: 5782 кБ
Тип документа: Прочее
Символов в тексте: 51351
Слов в тексте: 5162
Число предложений: 334

Информация об отчете

Дата: Отчет от 14.06.2016 15:56:45 - Последний готовый отчет
Комментарии: не указано
Оценка оригинальности: 90.97%
Заимствования: 9.03%
Цитирование: 0%



Оригинальность: 90.97%
Заимствования: 9.03%
Цитирование: 0%

Источники

Доля в тексте	Источник	Ссылка	Дата	Найдено в
3.89%	[1] МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ:	http://igc.irk.ru	раньше 2011 года	Модуль поиска Интернет
3.75%	[2] Материалы молодежной конференции-2011 (в формате PDF)	http://igc.irk.ru	раньше 2011 года	Модуль поиска Интернет
2.5%	[3] не указано	http://window.edu.ru	раньше 2011 года	Модуль поиска Интернет

