

*На правах рукописи*

*Мустафа*

МУСТАФА Мохаммед Могахед Ахмед

**ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ГИШУНСКОГО  
БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО КОМПЛЕКСА  
(СЕВЕРНЫЙ ПАМИР)**

Специальность 25.00.04 — петрология, вулканология

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Улан-Удэ – 2011

Работа выполнена на кафедре минералогии и петрографии геологического факультета Таджикского национального университета

**Научный руководитель:** кандидат геолого-минералогических наук,  
доцент Алидодов Бахшидод Алидодович

**Официальные оппоненты:** доктор геолого-минералогических наук  
Антонов Андрей Юрьевич

кандидат геолого-минералогических наук  
Мехоношин Алексей Сергеевич

**Ведущая организация:** Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН Республики Таджикистан.

Защита диссертации состоится 26 октября 2011г. в 11.00 ч. на заседании совета по защите докторских и кандидатских диссертаций Д 003.002.01 при Учреждении Российской академии наук Геологическом институте СО РАН, по адресу: Россия, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба.

Факс: 8 (3012) 433024, e-mail: meta@gin.bscnet.ru

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке Учреждения Российской академии наук Геологического института СО РАН по адресу: Россия, 670047, г. УланУдэ, ул. Сахьяновой, ба.

Автореферат разослан « \_\_\_\_ » сентября 2011 г.

Ученый секретарь  
диссертационного  
совета кандидат геолого-  
минералогических наук

О.К. Смирнова

## Введение

**Актуальность исследований.** Проблемы основного и ультраосновного магматизма занимают одно из ведущих мест в современной геологической науке. Их решение несомненно представляет важное общегеологическое, петрологическое и практическое значение. Так, изучение базит-гипербазитового магматизма расширяет наши представления о составе и строении земной коры и ее соотношениях с верхней мантией. Анализ целого ряда наблюдений, относящихся к условиям залегания, внутреннему строению и составу интрузивных тел, раскрывает различные аспекты механизма зарождения, внедрения и консолидации базит-гипербазитовой магмы. Наконец, с магматизмом этого типа связаны многие полезные ископаемые и, прежде всего, сульфидные медно-никелевые месторождения в различных по степени дифференцированности интрузивах. В решении вопросов петро- и рудогенеза особый интерес представляют породообразующие минералы. Их соотношение, состав и свойства отражают формационную и фациальную принадлежность, условия становления интрузивов, а также степень их рудоносности. Вместе с тем, эта важнейшая область петрологии и минералогии, выступающая в качестве важного критерия формационного расчленения и оценки рудоносности, применительно к древнейшим докембрийским (рифейским) базит-гипербазитовым интрузиям вообще изучена и освещена в литературе крайне недостаточно. Весомый вклад в эти знания могут внести исследования петрологии и рудоносности докембрийского гишунского базит-гипербазитового комплекса (Северный Памир), предлагаемого здесь в виде главного объекта исследования.

В гишунском расслоенном комплексе наличие сопряженных основных и ультраосновных образований позволяет решать проблемы их соотношения и генезиса. Однако до последнего времени, из-за трудной доступности и слабой изученности магматических образований региона, формационный анализ их проводился схематически, поскольку достоверная геологическая и вещественная основы отсутствовали. Геологическое картирование и изучение вещественного состава магматических образований гишунского комплекса являлось необходимой основой для создания схемы их расчленения с целью картирования, формационного анализа и прогнозирования полезных ископаемых.

**Цель работы:** на основе комплексных геологических, петрологических, геохимических и минералогических исследований выявить условия формирования базит-ультрабазитовых образований гишунского комплекса Юго-Западного Дарваза (Северный Памир).

**Задачи исследований:** 1) установление геологических особенностей формирования различных по составу пород гишунского комплекса (гипербазиты, габброиды) на основе детальных полевых исследований, с учетом имеющихся опубликованных данных; 2) детальное петрографическое изуче-

ние последовательности текстурно-структурных изменений и минерального состава основных и ультраосновных пород гишунского комплекса для расшифровки условий их формирования; 3) выяснение связи между различными магматическими образованиями, включая рудную минерализацию, гишунского комплекса на основе петрохимических и геохимических исследований; 4) оценка состава исходного расплава по составу пород и их минеральных составляющих.

**Научная новизна:** проведена детальная петрографическая и петролого-геохимическая характеристика базит-гипербазитовых образований Гишунского массива, выявлена их рудная специализация; получены новые данные о взаимоотношениях основных и ультраосновных ассоциаций, что позволяет определить последовательность формирования базит-гипербазитовых пород в составе гишунского комплекса. С помощью петрохимических и геохимических исследований определены тренды дифференциации составов пород основных и ультраосновных ассоциаций гишунского комплекса и выяснена связь между ними. Дано подробное петрографическое описание руд Гишунского массива и выявлены геохимические особенности сульфидных минералов, таких как пирротин, пентландит и халькопирит. На основании результатов анализов сосуществующих клино- и ортопироксенов рассчитаны температуры их равновесия. Получены новые данные по химическому составу аксессуарных минералов пород Гишунского массива. Обосновано, что исходный состав магмы для всех изученных пород гишунского комплекса мог быть только “усредненным” и близким к составу пикритоидных магм, т.е. с достаточным количеством кальция, которого хватало бы на формирование значительного количества вкрапленников плагиоклаза (что не соответствует недоушенному кальцием ультраосновному расплаву).

**Практическое значение.** Работа отражает системный подход к рассмотрению особенностей физических свойств, состава, условий нахождения и формирования порообразующих минералов магматических пород гишунского комплекса, а также интенсивных и экстенсивных факторов генетически связанного с ним сульфидного медно-никелевого оруденения, что может быть использовано для разработки прогнозных оценок.

#### **Основные защищаемые положения:**

1. *Гишунский комплекс представлен расслоенными базит-гипербазитовыми ассоциациями пород, состоящими из перидотит - пироксенит - верлит - габбро-анортозитовых образований со следующим порядком минералообразования: оливины, плагиоклазы → ортопироксены → клинопироксены → амфиболы → постмагматические и вторичные минералы.*

2. *Установлено единство магмообразующей системы мафит-ультрамафитовых пород гишунского комплекса. Породы комплекса являются производными высокомагнезиальной магмы пикритового состава и образовались в островодужной геодинамической обстановке. Они широко варьировуют*

*по химическому составу и относятся к классу низкощелочных, весьма умереннокалиевых, крайне низкотитанистых и высокомагниевого плутонических дифференциатов ультраосновного и основного составов. Петрохимические особенности ультрамафитов гишунского комплекса показывают, что они представлены в основном гарцбургитами и лецолитами, принадлежащими к ультрамафитовым кумулятам, а мафитовые образования комплекса в основном относятся к типу оливинового габбро-норита.*

3. *Образование рудной минерализации в Гишунском массиве происходило в два этапа - магматический (с ликвационным типом оруденения) и постмагматический (с регенерированным типом оруденения), в соответствии с которыми выделены главные парагенетические ассоциации рудных минералов: 1) ранняя халькопирит-пентландит-пирротиновая, в которой сульфидная вкрапленность представлена главным образом пирротинном; 2) поздняя (эпигенетическая) миллерит-пентландит-магнетитовая.*

**Фактический материал и методы исследований.** В основу диссертации положены полевые материалы автора, собранные за период обучения в аспирантуре в течение 2008-2011 гг. Методика полевых исследований заключалась в выполнении рекогносцировочных маршрутов, полевой документации обнажений горных пород и руд, установлении взаимоотношений между ними, исследовании экзо- и эндоконтактных изменений, геологическом картировании и составлении детальных геолого-петрологических профилей. Все виды работ сопровождалось отбором каменного материала для изготовления шлифов, выполнения силикатных, спектральных, рентгеноспектральных, минералогических анализов. В камеральный период автор производил просмотр всех шлифов (более 200 шт.) и аншлифов (более 100 шт.) с целью уточнения полевой диагностики пород и последующего выборочного детального описания их для петрографической характеристики. Петрографическое описание пород выполнено в петрографическом кабинете Главного управления геологии при Правительстве Республики Таджикистан. Химические составы минералов были определены с использованием электронного микрозонда JXA-8800R в аналитической лаборатории "АСМЕ" в Канаде. Были проанализированы в общей сложности около 20 мономинеральных проб оливина, орто- и клинопироксенов, амфиболов и плагиоклазов. Определение выполнялось с ускоряющим напряжением 20 кВ и пучком диаметром 5 нм, током пучка и подсчетом времени для основных элементов 20 нА. 59 представительных образцов интрузивных пород (24 образца ультраосновных и 35 образцов основных пород) были отобраны для проведения химического анализа. Образцы были проанализированы в аналитической лаборатории "АСМЕ" в Канаде. Анализ содержания микроэлементов осуществлялся с использованием рентгеновского микроанализатора и ICP (индуктивной связанной плазмы) методом. Элементы платиновой группы были проанализированы в "АСМЕ" лаборатории г. Ванкувер (Канада) с использованием индуктивно-связанной плазмы масс-спектрометром (ICP-MS). 25 определений рудных минералов сдела-

ны в лаборатории ядерных исследований в Египте (г. Каир) с помощью САМЕСА “САМЕВАХ” электронного микрозонда. Обработка полученной информации проводилась на компьютере с использованием программного пакета “Microsoft Office”, а также ряда специализированных программ геологического и петрографического направления: “Grapher”, “Minpet” и др.

**Апробация работы и публикации.** Результаты исследований изложены в 8 научных публикациях. Основные результаты исследований докладывались на научно-практической конференции “Геология и проблемы использования полезных ископаемых Таджикистана”, посвященной 1310-летию Имама Аъзама (Душанбе, 2009 г.), научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и студентов, посвященной “Году образования и технических знаний” (г. Душанбе, 2009-2010 гг.), научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академиков Юсуповой С.М. и Захарова С.А. в Институте геологии АН РТ (г. Душанбе, 2010 г.), а также на международной конференции “Проблемы охраны и рационального использования подземных ресурсов Таджикистана” (г. Душанбе, 2010 г.).

**Содержание и объем работы:** диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения, графического приложения. Общий объем работы - 171 страница машинописного текста, в том числе 58 рисунков, 12 таблиц и библиографический список из 196 наименований.

**Благодарности.** Автор выражает глубокую благодарность Б.А. Алидодову за научное руководство, без которого данные исследования были бы невозможными. Автор также признателен д.г.-м.н. М.Таджибекову, д.г.-м.н. А.Р. Файзиёву, д.г.-м.н. Н.Г. Власову, к.г.-м.н. В.Е. Минаеву, к.г.-м.н. Г.Л. Иванову, к.г.-м.н. Ф.А.Малахову, И.С. Салламу, Н.С. Сафаралиеву за помощь, критические замечания и советы. В разное время автор обсуждал отдельные аспекты работы с д.г.-м.н. А.А. Рашоаном, д.г.-м.н. А.М. Механым. В проведении аналитических исследований содействие оказали М.М. Афифы, к.г.-м.н. В.А. Зохиры, к.г.-м.н. А.И. Глотов. Всем перечисленным лицам также автор приносит свою искреннюю признательность.

## ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Площадь гишунских магматических образований расположена в Юго-Западной части Дарвазского хребта, в средней части долины р. Обихумбу. В.В. Нарижнев и В.М. Стеблова (1979) были первыми, представившими описание гишунского расслоенного комплекса. В их работе, без использования геохимических данных, приведена диагностика пород и определена геодинамическая обстановка их формирования. Ими же дана классификация пород гишунского комплекса по содержанию темноцветных минералов. Ф.П. Леснов и др. (1982) изучали геологию, петрографию и геохимию Гишунского базит-гипербазитового плутона и пришли к выводу, что присутствие в его составе обособленных линзовидных тел ультраосновных пород объяснимо вне-

дрением габброидной магмы в структурную зону, занятую ультраосновной протрузией с последующим захватом блоков гипербазитов в виде крупных чужеродных ксенолитов, располагавшихся согласно с общей структурой плутона. Они полагают, что перидотиты Гишунского интрузива следует рассматривать как ксеногенные блоки, оказавшиеся включенными в габброидный интрузив в результате внедрения последнего в пределы более древней протрузии альпинотипных гипербазитов. Полосчатые текстуры габброидов при этом объясняются как результат проникновения габброидных расплавов вдоль систем субпараллельных трещин отдельности в альпинотипных гипербазитах.

Б.А. Вольнов и А.И. Ким (1989) изучали геохимию и никеленосность основных-ультраосновных пород гишунского комплекса и пришли к выводу, что его рудные лерцолиты здесь могут рассматриваться как производные внутрикамерной дифференциации магмы и находятся в его нижней части в виде сингенетической залежи или жил среди оливиновых габбро.

После 1990 года практически не предпринимались какие-либо попытки для уточнения геологии и генезиса гишунского базит-гипербазитового комплекса, являющегося важнейшей составляющей магматических ассоциаций Северного Памира. Поэтому, существует настоятельная необходимость продолжения более детального его изучения на всех уровнях, включая его сульфидную медно-никелевую рудную минерализацию на предмет обнаружения рудопроявлений и даже месторождения.

Для обоснования возраста Гишунского интрузива известных геологических данных недостаточно. Верхняя возрастная граница фиксируется прорыванием его раннекаменноугольными габброидами и гранитоидами. Нижний возрастной предел не устанавливается, поскольку интрузивные взаимоотношения со стратифицированными отложениями не обнаружены, а встреченные в интрузиве ксенолиты высоконатриевых риолитов четко отличаются от граничащих по разлому с интрузивом близких по кислотности раннекаменноугольных эффузивов хострогинской свиты.

Первичная классификация пород гишунского комплекса произведена по содержанию темноцветных минералов, которых в анортозитах - 0-15%, габбро-анортозитах - 15-25%; лейкократовых габбро- 25-35%, габбро- 35-75%; меланократовых габбро-75-95%; перидотитах 95-100%. В региональном структурном плане Гишунский массив занимает западную часть выступа эпикарельского платформенного чехла, располагаясь на контакте Обихумбууского гранитоидного интрузива. Его юго-восточная часть сложена преимущественно габбро и анортозитами с редкими и маломощными плитообразными телами перидотитов. Северо-западная часть массива характеризуется более сложной структурой чешуйчато-перемежаемых блоков, сложенных вулканитами хострогинской свиты, перидотитами, габбро-анортозитами с многочисленными дайками и апофизами габбро-диоритов. Общая форма массива в целом близка к изометричной, его ширина 4-6 км, длина 8 км,

площадь - 40 км<sup>2</sup> (рис. 1). По своей форме Гишунский интрузив может рассматриваться как лакколит, наклоненный к востоку под углом 30-40°. Его корневая часть в современном плане прослеживается от устья р. Хунасп на юге до устья р. Мандара и далее на северо-запад по её правому борту. Его вскрытая мощность превышает 2 км. Пространственно интрузия приурочена к полосе развития прорывающих её ранне-среднекаменноугольных гранитоидов и, частично, к раннекаменноугольным эффузивам Джорф-Обизанкинской подзоны (Стеблова, 1975).

Гишунский интрузив с юга примыкает к зоне Сауксайского разлома и выполняет межформационную структуру отслоения риолитовой и вулканотерригенной пачек хострогинской свиты (С1), на которые он полого надвинут и прорван гранитоидами обихумбоуского комплекса раннего карбона. Гишунский интрузив обладает четко выраженной расслоенностью. Мощность слоев - десятки сантиметров, иногда до десятков метров. Участки расслоенности характеризуются хорошей дифференциацией вещества, а перемежающиеся в разрезах породы часто имеют контрастный состав и резкие контакты. На участках макрорасслоенности контактирующие породы менее контрастны по составу, а переходы между слоями как резкие, так и постепенные. Расслоенность подчеркивается согласной с нею линейной ориентировкой темноцветных минералов и выдержана по простиранию, причем отдельные микрослои в ней могут быстро затухать. Для макрослоев перидотитов и пегматоидных габбро нередко характерна линзовидная форма. Наиболее хорошо расслоенность проявлена на левом борту р. Обихумбоу, где на 800 м мощности интрузива приходится 90 макро- и около 300 микрослоев. На правом борту реки расслоенность более грубая, но и здесь она вместе с линейной ориентировкой темноцветных минералов хорошо выражена. При пересечении самой широкой части интрузива вкrest расслоенности, с левого на правый борт р. Обихумбоу, в его разрезе выделяются три части.

Габбро-анортозиты занимают основной объем массива и особенно широко развиты в средней части долины р. Обихумбоу. Они приурочены к юго-восточному крылу Сауксайского разлома, в зоне западного контакта габброидов обихумбоуского комплекса, а также выполняют тектонические клинья среди кислых вулканитов хострогинской свиты. В современном эрозионном срезе Гишунский интрузив имеет крутое залегание с преобладающим юго-восточным падением расслоенности. Последняя выражена полосчатым чередованием габбро и анортозитов и объясняется либо магматической дифференциацией первично однородного базитового расплава, либо полигенностью образования. В габбро-анортозитах встречаются ксенолиты высоконатриевых риолитов, четко отличающихся по составу от пород граничащих с ними по разлому интрузивов, близких по кремнекислотности раннекаменноугольным эффузивам хострогинской свиты.



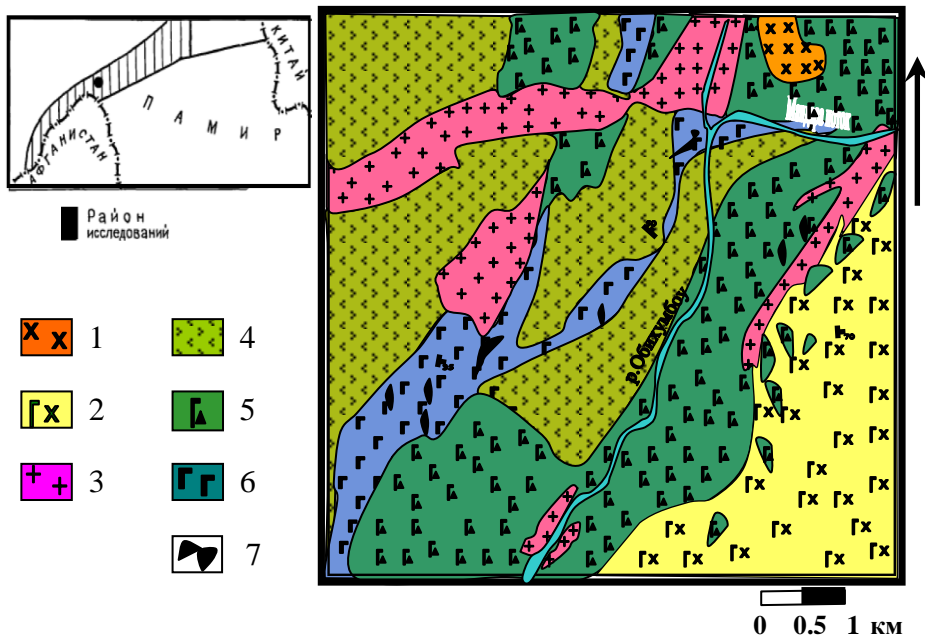


Рис. 1. Схематическая геологическая карта площади развития пород гишунского комплекса (Составлена по работе Kgyso компании, 2007 г.). 1,2 – обихумбоуский комплекс (С<sub>1</sub>): граниты, плагиограниты, гранодиориты (1), диориты, кварцевые диориты-тоналиты (2); 3 – хосторгинская свита (С<sub>1</sub>): риолиты, туфы, линзы известняков, песчаники, кварциты, кремни и андезиты; 4-6 – гишунский комплекс (R?): анортозиты, габбро-анортозиты, анортозитовые габбро, габбро (4), мелкозернистые габбро-нориты (5), перидотиты, габбро-перидотиты (6); 7 – массивные халькопирит-магнетит-пирротиновые медно-никелевые руды

Перидотиты занимают ~ 2% объема Гишунского массива. Они образуют субмеридиональные крутозалегающие тела мощностью до 300 м и протяженностью до 1200 м, а также залегают среди вулканитов хосторгинской свиты в виде тектонических клиньев. Ксенолиты перидотитов установлены в диоритах и гранитах обихумбоуского комплекса.

Гишунский интрузив характеризуется асимметричной вертикальной зональностью с развитием в верхних уровнях эрозионного среза оливиновых габброидов, в средних - перидотитов, а в нижних - оливинитов. Метаморфизм перидотитов слабый, очаговый (контактовый), выражающийся в амфибизации, серпентинизации, отальковании и, иногда, флогопитизации. Массив имеет неправильную, близкую к изометричной форму. Во многих местах наблюдаются отчетливые интрузивные контакты гранитоидов с породами гишунского комплекса, что указывает на докаменноугольный возраст по-

следнего. Породы комплекса, кроме того, встречаются среди гранитоидов в виде более мелких ксенолитов. При своем становлении гранитоиды оказали незначительное воздействие на габброиды и гипербазиты, обусловив их некоторое изменение главным образом на гидротермальной стадии. В южном и западном обрамлении комплекса распространены кварцевые кератофиры, также датированные ранним карбоном.

Несколько южнее главного тела комплекса обособленно залегает небольшое тело габброидов, содержащих линзы серпентинитов с сульфидной медно-никелевой минерализацией.

## ГЛАВА 2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ПОРОД ГИШУНСКОГО КОМПЛЕКСА

В подавляющей своей массе ультраосновные породы гишунского комплекса представлены перидотитами и оливиновыми пироксенитами, в которых значительно варьируют относительные содержания оливина и ортопироксена. Нередко ультраосновные породы содержат в своем составе плагиоклаз. Преимущественно это наблюдается вблизи их контактов с габброидами. Местами ультраосновные породы превращены в антигоритовые серпентиниты, в которых полностью отсутствуют реликты первичных минералов.

**Перидотиты** состоят из среднезернистого оливина, пироксена (~ 60%), роговой обманки, биотита, плагиоклаза и сульфидных минералов. Они подразделяются на лерцолиты, гарцбургиты и верлиты. Некоторые образцы перидотитов весьма серпентинизированы и обладают характерной текстурой, в которой наблюдается выделение магнетита по границам зерен и трещинам. В ритмичнорасслоенных разрезах ультраосновные породы слагают основания ритмов, образуя постепенные переходы в оливиновые пироксениты, лерцолиты или в роговообманковые перидотиты.

Количественно-минералогический состав **гарцбургитов** (об. %): оливин (55%), ромбический пироксен (20%), моноклинный пироксен (5-10%), роговая обманка (5%), сульфиды (до 15%), магнетит и хромшпинелиды (до 8%), вторичные минералы (серпентин, хлориты, актинолит, карбонаты, иногда тальк). Наряду с типичными гарцбургитами встречаются роговообманковые и слюдисто-роговообманковые разновидности этих пород. Структура пород гипидiomорфная с элементами порфиоровидной и пойкилитовой.

**Лерцолиты** обычно характеризуются постепенными переходами с гарцбургитами, от которых отличаются преобладанием моноклинных пироксенов над ромбическими. Морфологические особенности главных минералов в лерцолитах во многом сходны с гарцбургитами. Вместе с тем, они имеют панидиоморфную структуру, характеризующуюся наличием субизометричных зерен оливина, ортопироксена и клинопироксена.

**Верлиты** имеют среднезернистую, кумулятивную структуру, отмечается венцовая, пойкилитовая и петельчатая. Текстура полосчатая, обусловленная наличием в породе многочисленных рассекающих субпараллельных трещинок, часто выполненных жилками магнетита.

**Оливиновый пироксенит** обычно содержит 35-55% пироксена, и 20-30% оливина, часто замещенные роговой обманкой с незначительным количеством сульфидов и хромита. В оливиновых пироксенитах проявляются процессы высокотемпературной метаморфической перекристаллизации и дифференциации с образованием синдеформационных порфиробластовых верлитов.

*Оливин* в гипербазахитовых породах образует субизометричные, округленные, линзовидные, иногда ксеноморфные зерна, которые обычно заключены в виде пойкилитовых вростков в более крупные порфиробластовые выделения орто- и клинопироксена с петельчатыми структурами замещения.

*Ортопироксены* ультраосновных пород образуют более крупные (до 4 мм) по сравнению с зернами оливина и обычно неправильные по форме, реже призматические выделения, которые можно рассматривать в качестве порфиробласт. Ортопироксены установлены только в лееролитах и гарцбургитах. Нередко они содержат пойкилитовые включения оливина и, иногда, окаймляются бурой роговой обманкой. Некоторые зерна ортопироксена по их границам замещены клинопироксеном хотя интерстициальный клинопироксен довольно часто сохраняется. Вторичные изменения ортопироксена проявляются главным образом в виде серпентинизации, реже ортопироксен замещается амфиболом тремолит-актинолитового ряда или буро-зеленой роговой обманкой.

*Клинопироксены* - наиболее широко распространенные и лучше всего сохранившиеся минералы большинства типов пород ультрамафитов Гисунского массива. Продукты вторичного изменения клинопироксенов представлены главным образом слабо плеохроирующими в зеленых тонах амфиболами тремолит-актинолитового ряда. Моноклинный пироксен замещается по периферии зерен буро-зеленой обыкновенной роговой обманкой, образует бесцветные изометричной, округлой или неправильной формы зерна, часто содержит пойкилитовые включения плагиоклаза и оливина или окаймляет зерна последнего. Судя по оптическим данным, в большинстве случаев клинопироксены имеют промежуточный состав между салитами, диопсидами и авгитами, реже соответствуют собственно салитам и диопсидам.

*Амфиболы* образуют призматические и неправильной формы зерна или фиксируются в виде каемок вокруг оливинов и пироксенов. Нередко они содержат пойкилитовые включения плагиоклазов, оливина, пироксена. Вторичные амфиболы тремолит-актинолитового ряда развиваются метасоматически по пироксенам и оливином. Первичный амфибол (от долей % до 5%) встречается в виде мелких интерстициальных зерен светло-зеленого цвета. Он слабо плеохроирует в светло-желтых и светло-зеленых тонах. По составу

он соответствует гастингситу или паргаситу. Вторичный амфибол тремолит-актинолитового ряда замещает ранний паргасит и клинопироксен, т.е. образуется в процессе более поздних метаморфических преобразований пород.

*Плагиоклазы* в ультраосновных породах проявлены кристаллами ~ 0.5 мм по длинной оси и повсеместно сильно изменены эпигенетическими процессами. По ним развиваются агрегаты пренита, хлорита, гидрограната, альбита, что свидетельствует о существенно водном, бедном углекислотой составе флюидов, обусловивших изменение этих пород. Источником флюидов, вероятно, служил гранитоидный расплав, интродуцировавший базит-гипербазитовый комплекс.

*Серпентин* представлен антигоритом и образует ориентированный тонкочешуйчатый агрегат с магнетитом, “обтекающий” крупные зерна клинопироксена. Наличие таких структур определяет тонкополосчатую текстуру породы.

*Хромшпинелид* образует мелкие (0.5-1 мм) идиоморфные, октаэдрические кристаллы, приуроченные к интерстициям между зернами оливина и связанные с пироксенами или измененными плагиоклазами темно-коричневого цвета с вермикулярной формой. Включения хромшпинелидов в оливине отмечаются крайне редко. Кроме того, в породах отмечаются и малые концентрации ангедральных зерен хромшпинели (1-2 мм). Как правило, они имеют таблитчатые формы кристаллов, локально сросшихся с клино- и ортопироксенами или оливином.

*Флогопит* в гипербазитах отмечается редко и образует очень мелкие зерна. Минерал обычно содержит включения плагиоклазов, клино- и ортопироксенов. В шлифе он выделяется буровато-красной окраской.

В качестве *акцессорных* минералов гипербазиты содержат апатит и сульфиды, которые часто замещены магнетитом. Вблизи контактов с габброидами в гипербазитах присутствует мелкая сульфидная вкрапленность.

**Основные породы гишунского комплекса** представлены габброидами, различающимися по своей структуре, а также минеральному составу. Макроскопически эти породы делятся на четыре разновидности: крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые габбро и анортозиты.

*Плагиоклазы* - наиболее распространенные минералы, образующие преимущественно неправильные, незональные выделения во всех разновидностях габброидов. Они представлены широко таблитчатыми, реже изометричными и неправильной формы зернами со сложным и разнообразным характером двойникования. Состав плагиоклазов в них приблизительно одинаков и чаще соответствует битовниту ( $N_{\text{PL}} = 73-90$ , чаще 80-90).

*Оливины* наиболее широко развиты в габброидах левого борта р. Обихумбу, в хорошо расслоенной части интрузива. Форма их зерен изометричная, округлая, линзовидная, реже ксеноморфная с петельчатыми структурами замещения. Представлены они, судя по оптическим константам, хризолитом ( $F_o = 80-90\%$ ,  $F_a = 10-20\%$ ).

*Ортопироксены* содержат пойкилитовые включения оливина, иногда окаймляются бурой роговой обманкой. Часто они замещаются серпентином и карбонатом.

*Клинопироксены* характерны для всех габброидов интрузива. Наиболее существенное развитие они имеют в породах левого борта р. Обихумбоу. На правом её борту клинопироксены отмечаются по большей мере в габбро и образуют изометричной, округлой или неправильной формы зерна, среди которых редко фиксируются простые двойники. Часто они окаймляют зерна оливина.

*Амфиболы* принимают участие в строении всех габброидов интрузива. Первичные амфиболы образуют призматические и неправильной формы зерна или фиксируются в виде каемок вокруг оливинов и пироксенов. Нередко они содержат пойкилитовые включения плагиоклазов, оливинов, пироксенов. Количественные соотношения и состав амфиболов больше зависят от положения пород в разрезе интрузии и меньше - от состава пород, в которые они входят. В анортозитах, кроме роговой обманки, установлены единичные зерна арфведсонита и базальтической роговой обманки. Роговая обманка нормального ряда плеохроирует в буровато-зеленых, светло-буро-зеленых, желтовато-зеленых тонах. Широкие колебания цвета и оптических констант роговой обманки, часто фиксирующиеся в пределах одного шлифа, свидетельствуют о значительных вариациях в них содержания железа и магния. Вторичные амфиболы тремолит-актинолитового ряда образуют тонкие призмы, волокнистые и игольчатые скопления. Они развиваются по темноцветным минералам, замещая их частично или полностью.

**Главнейшие порообразующие минералы пород гишунского комплекса** (оливин, орто- и клинопироксены, плагиоклаз и амфиболы) характеризуются определенными особенностями состава и свойств, различными количественными соотношениями в сингенетических рядах пород, структурно-морфологическими разновидностями, реакционными и парагенетическими взаимоотношениями между собой, что отражает в целом физико-химические условия процессов эволюции их родоначальных магм.

*Оливин* наиболее широко развит в породах по левому борту р. Обихумбоу в хорошо расслоенной части интрузива. Содержание оливина в Гишунском интрузиве, как и во всех производных базальтовой магмы, является классификационным признаком в номенклатуре основных и ультраосновных пород.

В большинстве случаев оливин представляет собой одну из первых выделившихся фаз исходного магматического расплава, свидетельствующую об относительно высокой активности магния на стадиях протокристаллизации. Формы выделения, состав и структурные взаимоотношения этого минерала с другими порообразующими минералами находятся в тесной связи с положением его в сингенетическом ряду пород, и определяются физико-химическими условиями кристаллизации магматического расплава. Судя по

оптическим константам данный минерал представлен здесь форстеритом с содержанием MgO от 81 до 84%, что значительно ниже чем в оливинах из наиболее глубоких перидотитов (в среднем форстерит = 90.8%, Dick и Bullen, 1984). По единичным рентгеноспектральным определениям на микрозонде железистость оливинов составляет 16-19% (Fa<sub>16-19</sub>).

В ультраосновных породах все зерна оливина имеют похожие композиции в диапазоне Mg# от 0.81 до 0.84. Содержания NiO в оливинах обычно постепенно возрастают от 0.11 до 0.17 мас. % с увеличением магнезиальности минерала. В то же время в нижней части массива, где появляется сульфидная вкрапленность, наблюдается обратная картина – устанавливается закономерное возрастание концентраций никеля с ростом железистости оливина. Таким образом, оливины в целом характеризуются стабильным составом. Рентгенометрическое изучение оливинов подтвердило их форстеритовый состав.

*Пироксены* рассматриваются как основная составляющая основных и ультраосновных пород, составы которых ограничены главным образом существенно магнезиально-железистыми и богатыми кальцием минеральными видами. Бедный кальцием ортопироксен – один из главнейших пороодообразующих минералов никеленосного интрузива гишунского комплекса.

Данные микрозондового рентгеноспектрального анализа позволили выделить среди пироксенов Гишунского интрузива диопсиды и субкальциевые авгиты. Диопсиды интрузива обогащены в сравнении с типичными диопсидами (Дир и др., 1965; Добрецов и др., 1971) кальцием и алюминием, что приближает их к фассаитам и отражает общую обогащенность этими элементами пород интрузива.

Клинопироксен не имеет значительных изменений в составе, за исключением содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в диапазоне от 0.40 до 3.51 мас. %.

Содержание Mg в ортопироксене относительно высокое (Mg# от 0.85 до 0.92) и такое же, или несколько больше, чем в оливине. Этим подтверждается равновесие между оливином и ортопироксеном. Содержание титана в клинопироксене из пород гишунского массива варьирует в интервале 0.01-0.64 мас.%, при этом наибольшей изменчивостью по этому элементу характеризуются габброиды. Содержание натрия в клинопироксене, также как и титана, не обнаруживает зависимости от парагенезиса пород и колеблется от 0.15 до 0.40 мас.%.

На основании результатов анализов сосуществующих клино- и ортопироксенов были рассчитаны температуры их равновесия. Полученные оценки показали значения, близкие к реальным, и соответствующие твердофазному равновесию между сосуществующими минералами. Устойчиво повышенные температуры равновесия пироксенов отмечаются в интервале 950-1000°C.

*Амфиболы* принимают участие в строении всех пород интрузива. В соответствии с классификацией, предложенной Лик (Leake, 1978), изученные амфиболы из основных и ультраосновных пород гишунского комплекса преимущественно кальциевые. Амфиболы из основных пород соответствуют магнезиальной роговой обманке, из ультраосновных пород – тремолиту.

*Плагиоклазы.* Общее количество плагиоклазов в гипербазитах камерно-дифференцированных интрузий невелико. Здесь они присутствуют лишь в составе плагиоклазовых (до 15%) перидотитов и оливиновых габбро-норитов (55-65%). Они показывают непрерывный спектр содержания анортитового компонента (СаО, мас.%) в различных породах от 47.5% до 95.8%. Кроме того, обратная колебательная изменчивость состава является общей для плагиоклазов. Направленного изменения состава плагиоклазов в ряду пород анортозитов не устанавливается, но отмечается другая закономерность:- в амфиболсодержащих разновидностях пород, наиболее широко развитых в предполагаемой верхней части интрузива, наряду с незональными, имеются зональные битовниты, а в габброидах со значительным количеством амфибола появляются и более кислые плагиоклазы, иногда с тонкой каймой альбита или альбит-олигоклаза (деанортитизация). В результате проведенных исследований установлено, что плагиоклазы из ультраосновных пород менее кальциевые (составы располагаются между полями андезина и лабрадора), чем плагиоклазы основных пород (составы располагаются в поле анортозитов).

Таким образом, в Гишунском интрузиве взаимоотношения между породами внутри отдельных ритмов постепенные, между ритмами - достаточно четкие, но без признаков реакционных взаимоотношений. Менее отчетливой, хотя и петрологически более важной особенностью расслоенных гишунских основных и ультраосновных пород является их скрытая расслоенность, которая проявляется в закономерном уменьшении (снизу вверх) содержания анортитовой молекулы в плагиоклазах с одновременным слабым повышением железистости темноцветных минералов (оливин, пироксены). Подобная последовательность формирования дифференцированных серий от перидотитов и пироксенитов - в нижних частях гишунского расслоенного комплекса, через оливиновые габбро-нориты к габбро-норитам и анортозитам - в верхних частях, последовательное изменение состава главнейших породообразующих минералов, обогащающихся в том же направлении низкотемпературными составляющими (оливин и пироксены - железистыми компонентами, а плагиоклаз - альбитовым), являются, как известно (Daly, 1928; Hess, 1960; Козлов, 1973), характерной особенностью многих расслоенных никеленосных интрузий (Бушвельд, Стиллуотер, Мончегорск, Йок-Довырен и др.) с присущим им "Бушвельдским" типом дифференциации.

### **ГЛАВА 3. ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ГИШУНСКОГО КОМПЛЕКСА**

В разные годы было предложено множество петрохимических диаграмм, имеющих классификационное значение для распознавания генетической природы изменённых пород. Важным предварительным этапом отбора материала для применения петрогеохимических методов реконструкции состава пород гишунского комплекса явился поиск их наименее изменённых метасоматическими процессами разновидностей на основании полевых и микроскопических исследований.

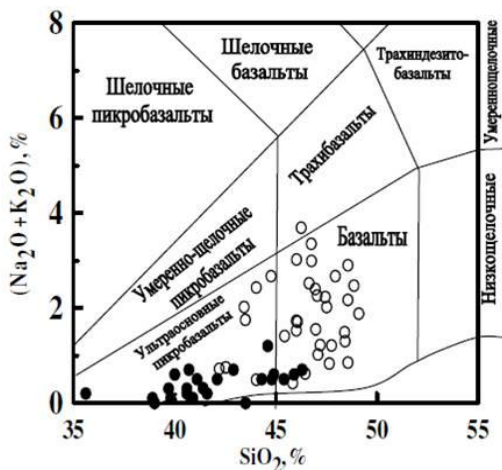


Рис. 2. Классификационная (TAS) диаграмма (Петрографический кодекс, 2009) для изученных ультраосновных (●) и основных (○) пород гишунского комплекса.

На классификационных диаграммах  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$  (Магматические..., 1983) точки составов изученных ультраосновных пород занимают область пикритов. На TAS - диаграмме (Петрографический кодекс, 2009; рис. 2) составы основных и ультраосновных пород гишунского комплекса располагаются в полях основных и ультраосновных пород нормального ряда (низкощелочные серии). Основные и ультраосновные породы гишунского комплекса содержат примерно одинаковое количество натрия и калия и в соответствии с классификацией (Le Bas, 2000), они принадлежат к средним калийным рядам. Очевидно, что несколько образцов основных пород попадают в область калийных серий, что связано с их относительным обогащением калием или изменениями, произошедшими после внедрения гранитоидов Обихумбоуского комплекса. На тройной диаграмме оливин – ортопироксен - клинопироксен, точки исследуемых ультрамафитов расположены в основном в области гарцбургитов и лерцолитов. По соотношению содержаний кремнезема и калия (Peccherillo, Taylor, 1976) видно, что большинство изученных образцов гипербазитов относятся к низкокалийевой серии.

Исходная магма для кумулятивных ультрамафитов гишунского комплекса, вероятно, была более магнезиальной. Определение ее состава связано со значительными трудностями, поскольку их ритмично-слоистый разрез не отвечает закрытой системе дифференциации, а краевые фации закалки отсутст-

Составы изученных новых пород показывают, что они характеризуются высоким содержанием  $\text{MgO}$  (25.94–42.76%) и повышенной магнезиальностью ( $\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO}$ , 66.29–87.12), низким  $\text{TiO}_2$  (0.13–0.50 мас.%), при значительно низких содержаниях  $\text{Na}_2\text{O}$  (0.01–0.63%) и  $\text{K}_2\text{O}$  (0.01–0.56%). Содержание  $\text{Ni}$  (720–4310 г/т) и  $\text{Cr}$  (1154–3100 г/т). Химические анализы обнаруживают заметное обогащение ультраосновных пород кальцием, глиноземом и железом, что связано с присутствием в них в значительном количестве клинопироксена, а также плагиоклазов. Они обеднены некоторыми основными элементами ( $\text{Ca}$ ,  $\text{Al}$  и  $\text{Na}$ ) по отношению к среднему нормативному составу верхней мантии (Allegre et al., 1995).



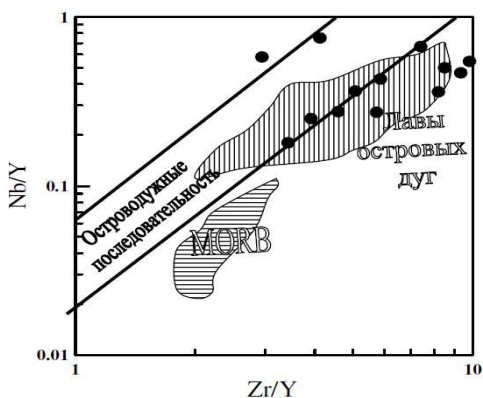


Рис. 3. Вариации составов ультраосновных пород гишунского комплекса на диаграмме  $Zr/Y - Nb/Y$  (Kerr et al., 2000).

вуют. По таким индикаторным отношениям, как  $Ti/V$  (8.96–35.22),  $Ni/Co$  (11.06–24.68),  $Ti/Zr$  (10.96–61.83),  $Zr/Y$  (2.26–11), ультрамафиты гишунского комплекса наиболее близки к островодужным толеитам. На диаграмме  $Nb/Y - Zr/Y$  (Kerr et al., 2000), точки составов ультрамафитов попадают в поле островодужных пород (рис. 3).

Спектр распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии, имеет слабо наклонный характер (рис. 4). Среди КИЛЭ (крупноионные литофильные элементы) наблюдаются по-

вышенные значения  $Rb$ ,  $Ba$  и  $Sr$  с большим разбросом превышений концентраций.

Устойчивая отрицательная аномалия, характерная для всех выделенных

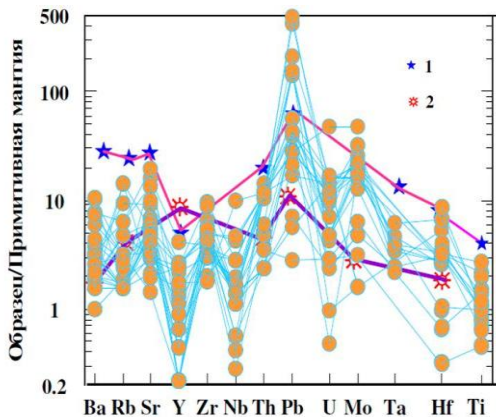


Рис. 4. Спайдер-диаграмма для ультраосновных пород (●) гишунского комплекса. 1-базальты известково-щелочных серий ((Кузьмин, 1985); 2-базальты срединно-океанических хребтов (Шараськин, 1992).

петрографических типов ультрамафитов, отмечается в зоне распределения  $Nb$  и  $Y$ . Ультраосновные породы гишунского комплекса имеют в целом наклонные спектры на спайдер диаграмме с понижением при переходе от мобильных несовместимых к совместимым элементам и, в этом отношении, они резко отличаются от тренда MORB (рис. 4). Наиболее близки они к данным по известково-щелочным базальтам. Такие же данные характерны для пород Урэг-Нурской пикрит-базальтовой ассоциации (Монгольский Алтай; Оюунчимэг, 2009) и мафит-ультрамафитовых комплексов Центральной Камчатки (Петрология..., 2001).

Таким образом, особенности химического состава ультрамафитов гишунского комплекса показывают, что они представлены в основном гарцбургитами и лерцолитами, принадлежащими к ультрамафитовым кумулятам. По характеру распределения редких элементов ультраосновные породы гишунского комплекса явно отличаются от базальтов срединноокеанических хребтов и более соответствуют известково-щелочным островодужным сериям.

По данным полевых исследований, петрографического описания и геохимических данных изученные мафитовые породы можно подразделить на две основные группы, а именно габбро и анортозиты. На основании петрографического описания было подтверждено, что эти две группы пород резко не разделяются и между ними есть переходы, что попытаемся подтвердить с помощью геохимических данных.

На тройных диаграммах «плаггиоклаз – оливин – пироксен», предложенных Штрейхейсеном (Streckeisen, 1976) для основных пород, точки составов изученных анортозитов распределились между полями анортозитов и лейкократовых габбро. Образцы габбро достаточно четко распределяются между лейко- и мезократовыми полями габбро. При этом, в основном они относятся к типу оливнинового габбро-норита. Это отражает тот факт, что изученные основные породы богаты пироксеном и оливином, причем пироксен доминирует над оливином, хотя плаггиоклаз в целом преобладает над обоими.

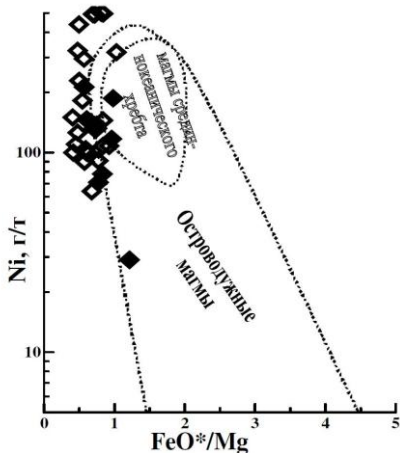


Рис. 5. Вариационная диаграмма Ni - FeO\*/MgO (Miyashiro, Shido, 1975), изученных основных пород.

Отношение FeO\*/MgO и Ni были использованы Маияширо и Шидо (Miyashiro, Shido, 1975) для разделения базитов, относящихся к различным геодинамическим обстановкам. С помощью диаграммы (рис. 5) выявляется, что большинство точек состава исследуемых базитов располагаются в области островных дуг, за исключением одного образца анортозитов, который лежит очень близко к полю СОХ-базальтов срединно-океанических хребтов из-за низкого содержания магния. Очевидно также, что концентрация Ni в габброидах сравнительно выше, чем в анортозитах, но в целом концентрация Ni в базитах гишунского комплекса более высокая, чем в островодужных базитах по Маияширо и Шидо (Miyashiro и Shido, 1975).

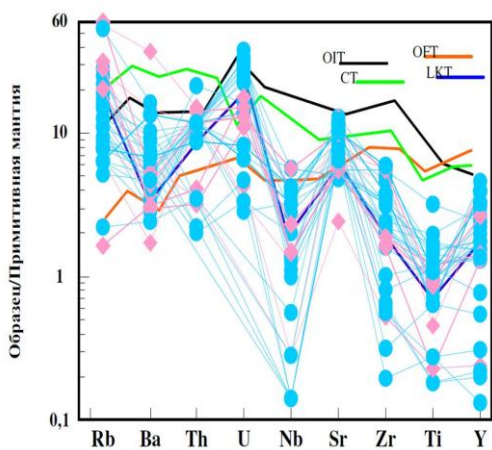


Рис. 6. Спайдер-диаграмма для габбро (●) и анортозитов (◆) гишунского комплекса. Средние содержания элементов в базальтах разных геодинамических обстановок (Holm, 1985): OIT – океанических островов, СТ - континентальных, OFT – срединно-океанических хребтов, LKT - примитивных островных дуг.

ванной в островодужной геодинамической обстановке.

Общая концентрация РЗЭ уменьшается от анортозитов к габбро и ультраосновным породам, что связано с нормальной кристаллизационной дифференциацией магматической системы. Все породы обогащены легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ) по отношению к тяжелым (ТРЗЭ), что выражается наклоном графиков распределения в них РЗЭ. Значения  $La/Yb$  и  $La/Sm$  отношения в них колеблются в пределах 1.37-12.8 и 1.54-8.64, соответственно, при сравнительно умеренных значениях  $Gd / Yb$  отношения в пределах 0.9-3.5. Исключение составляет один образец габбро, имеющий ровный наклон ЛРЗЭ, вероятно, связанный с фракционированием амфиболов (Seghedi et al., 2001). При этом наклон графиков распределения РЗЭ в среднем для изученных ультраосновных пород минимальный ( $La/Yb_{cp} = 4.48$ ), для габбро - средний ( $La/Yb_{cp} = 5.33$ ), а для анортозитов - максимальный ( $La/Yb_{cp} = 7.92$ ). Здесь же важно отметить, что все изученные ультраосновные образования характеризуются четкой отрицательной  $Eu^*$  аномалией (0.23-0.57), а габбро и анортозиты - положительной, причем явно более резкой именно для анортозитов (в среднем 10.95 против 2.43). Все вышесказанное в отношении изученного гипербазит-базитового ряда пород Гишунского

Спектр распределения средних значений редких элементов в основных породах, нормированных по примитивной мантии, имеет слабо наклонный характер (рис. 6). Среди КИЛЭ (крупноионные литофильные элементы) наблюдаются повышенные значения Rb, Ba и Sr с большим разбросом концентраций. Стронций образует устойчивый максимум по отношению к содержанию его в базальтах примитивной мантии и островодужных базальтах. Отрицательная аномалия, Nb и Y характерна как для габбро, так и для анортозитов.

Из упомянутых выше отношений очевидно, что изученные мафитовые породы гишунского комплекса являются производными низкощелочной толеитовой магмы, образова-

интрузива позволяет сделать следующие важнейшие генетические выводы. Так, общее закономерное увеличение в ряду этих пород как суммы РЗЭ, так и группы легких РЗЭ позволяет утверждать, что все эти образования являются продуктами дифференциации единого расплава. При этом осаждение из него главных темноцветных минералов приводило к формированию в нижней части камеры соответствующих по составу ультрабазитов, а в верхней части - более салических базитов.

Значения Pd/Ir отношения в породах гишунского комплекса колеблются от 1.35 до 81.54, т.е. они ниже, чем эти значения в гидротермальных месторождениях (~100) (Maier et al., 1998).

Крайне низкие содержания ЭПГ с высокими среди них значениями Cu / Pd отношения (> 6500) характерны для пород примитивной мантии (Maier et al., 1998). Положительная же корреляция в изученных породах между содержаниями Cu и значениями Cu/Zr отношения, показывает, что их исходная магма изначально была насыщена серой и сульфиды в ней осаждались по мере её эволюции с накоплением ЭПГ.

Исходя из сказанного, неминуемо следует вывод о том, что исходный состав магмы для всех изученных пород был близким к составу пикритоидных магм с достаточным количеством кальция, которого хватало бы на формирование значительного количества вкрапленников плагиоклаза (что не соответствует недосыщенному кальцием ультраосновному расплаву).

#### **ГЛАВА 4. К ВОПРОСУ О РУДОНОСНОСТИ ГИШУНСКОГО МАССИВА**

К Гишунскому интрузиву, преимущественно к слоям перидотитов и меланократовых габбро, приурочены ликвационные рудопроявления медно-никелевой формации с платиноидами. Кроме того, оруденение здесь и гидротермальное, образованное в результате выщелачивания флюидами, циркулировавшими по зонам нарушения, рудных компонентов из интрузива и перетложения их с накоплением в благоприятных зонах. Возраст оруденения докаменноугольный, т.к. дайка камптонитов и зона нарушения срезаются более поздней гранитоидной дайкой, сопоставляемой с гранитоидами обихумбоуского комплекса.

Типы рудной минерализации в массиве соотносятся с главными этапами рудообразования в процессе становления и преобразования массива: первично-магматическим на стадии фракционирования клинопироксенов и эпигенетическим, синхронным с серпентинизацией перидотитовых частей расслоенных серий. В соответствии с этапами рудообразования установлены главные парагенетические ассоциации рудных минералов: 1) ранняя халькопирит-пентландит-пирротиновая, в которой сульфидная вкрапленность представлена главным образом пирротинном; 2) поздняя (эпигенетическая) миллерит-пентландит-магнетитовая.

**Пирротин** ( $Fe_{1-x}S$ ), является самым распространенным моносulfидом и в подавляющем большинстве преобладает над всеми другими рудными минералами. Размеры его зерен составляют 0.01-0.3 мм. Чаще всего пирротин слагает большую часть рудных зерен, представленных в виде первичных «капель» sulfидной жидкости. Sulfидные «капли» приурочены к зернам клинопироксенов, трещинам в них и интерстициям между ними. В целом, пирротины характеризуются повышенным содержанием Fe (до 61.5 %). Обобщая результаты анализов химического состава пирротина из ультрамафитовых пород Гишунского массива можно предположить, что его образование происходило при низкой фугитивности серы, обусловившей формирование малоникелистых разностей (Ni 0.22-0.88 %). В результате большая часть никеля должна была сконцентрироваться в остаточной жидкости, кристаллизация которой привела к образованию высокожелезистого пентландита (Fe/Ni=0.84-1.41).

**Пентландит** ( $FeNi$ )<sub>9</sub>S<sub>8</sub> ранней генерации встречается преимущественно в виде зернистых агрегатов, концентрирующихся по периферии пирротиновых выделений и значительно реже в форме пламенивидных включений распада внутри пирротина. По химическому составу пентландит в клинопироксенитах представлен высокожелезистой, малоникелистой (Ni- 24.12-30.39 мас. %) разновидностью, отвечающей составу ранней высокотемпературной генерации этого минерала. В верлитах Гишунского массива он характеризуется менее железистым и более никелистым составом (Ni- 30.57-33.17 мас. %).

**Халькопирит** ( $CuFeS_2$ ). Обычно обрастает зерна пирротина в его краевых частях либо образует мелкие самостоятельные выделения за пределами пирротиновых «капель». Такое количественное меньшинство халькопирита свидетельствует о подчиненной роли медного компонента по отношению к пирротин-пентландитовому. Химический состав халькопирита ранней генерации отвечает его стехиометрической формуле.

Особенности химического состава sulfидных минералов ранней высокотемпературной парагенетической халькопирит – пентландит – пирротиновой ассоциации в породах Гишунского массива, в том числе низкие содержания Ni (до 0.88 %) в пирротинах, позволяют предполагать, что на современном уровне эрозионного среза мы наблюдаем нижние горизонты дифференцированной интрузии. Так, согласно данным Е.В. Шаркова (2006) низкие концентрации железа и высокие никеля до 1.64 % свидетельствуют о невысоких температурах образования пирротина и о том факте, что на современном уровне эрозионного среза представлены верхние горизонты расслоенных интрузий, так как при увеличении температур образования пирротина происходит соответственное уменьшение содержания Ni и возрастание концентраций Fe. Однако, для пирротинов (Ni 0.22 – 0.88 мас. %) и пентландитов (Ni- 24.12 – 33.17 мас. %) ранней магматической ассоциации характерны повышенные концентрации Ni и Co (1.8 – 6.99 мас. % в пентландитах), что свидетельствует о более продуктивном типе этой минерализации в Гишунском массиве.

Во втором типе рудной минерализации главными рудными минералами также являются минералы железа и никеля: магнетит, поздний пентландит, миллерит и никелин.

**Магнетит** ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) является неотъемлемым минералом серпентинитов и связан с серпентинизацией исходных ультраосновных пород. **Поздний пентландит** образует как захваченные включения в магнетите, так и самостоятельные мелкие кристаллы за его пределами. Часто он выступает в качестве основного компонента рудной минерализации. **Миллерит** ( $\text{NiS}$ ), представлен единичными идиоморфными зернами, а также мелкой вкрапленностью совместно с пентландитом и никелином в магнетитах из серпентинитов обоих исследуемых массивов, местами эта вкрапленность переходит в мономинеральную. **Никелин** ( $\text{NiAs}$ ) также, наряду с миллеритом приурочен к зернам магнетита и встречается в виде редчайшей вкрапленности размером около 0.05 мм. По количественному признаку он находится в меньшинстве по отношению к миллериту и позднему пентландиту.

Из всего вышеизложенного следует, что, район гишунского комплекса представляет несомненный интерес для поисков медно-никелевого оруденения с платиноидами и, возможно, золотом как собственно ликвационного типа (преимущественно в нижних частях комплекса), так и регенерированного (в пределах всего массива и в зонах его контактов).

## ГЛАВА 5. ПРИРОДА РОДОНАЧАЛЬНОЙ МАГМЫ ГИШУНСКОГО МАССИВА И ЕЁ МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Петрохимические и геохимические исследования пород Гишунского массива с использованием классификационных диаграмм, позволяют высказать соображения о природе его родоначальной магмы. Надо отметить, что  $\text{MgO}/\text{FeO}$  отношение для его родоначальной магмы должно иметь значение 0.9423 по молярному и  $\text{Mg-Fe}$  коэффициенту распределения [ $K_d = (\text{Fe}/\text{Mg})^{\text{оливин}} / (\text{Fe}/\text{Mg})^{\text{магма}}$  0.3±0.03]. Отношение  $\text{MgO}/\text{FeO}^{\text{общ}}$  в гишунском комплексе значительно выше, чем 0.9423, что свидетельствует о том, что оливин кристаллизовался на большой глубине. Содержание  $\text{MgO}$  в расплаве, сосуществующем с наиболее магнезиальным оливином, должно было соответствовать ~ 12.61%, при равном содержании  $\text{FeO}$  и максимальном магнезиальном оливина. Тем не менее, стоит отметить, что расчетное  $\text{MgO}/\text{FeO}^{\text{общ}}$  значение может быть ниже, чем у родоначальной магмы, поскольку, кумулят оливина будет обогащен  $\text{FeO}$  и оставаться в равновесии посредством обмена с остаточной магмой. Таким образом, родоначальная магма была магнезиальной в соответствии с классификацией магматических пород, предложенной Ле Бас (Le Bas, 2000).

Геохимические данные, полученные по анортозитам и габбро гишунского комплекса показали, что генерация магмы, богатой плагиоклазами, происходила здесь путем фракционной кристаллизации пироксена из пикритовой

магмы (Emslie, 1969). Обилие кумулятов оливина и высокое  $Fo$  значение оливина ( $Fo_{78-88}$ ) подтверждают высокую обогащенность  $MgO$  родоначальной магмы гишунского комплекса.

Роговая обманка по химическому составу соответствует магнезиальной роговой обманке, для которой характерны повышенная магнезиальность и щелочность. Присутствие магматических роговой обманки и флогопита повышенной щелочности, производных остаточного, пересыщенного флюидом пикритового расплава отмечалось для массивов Платиноносного пояса Урала и Юго-Восточной Аляски (Готтман и др., 1998).

Низкое содержание  $Mg$  и высокое  $-Al_2O_3$  в анортозитах и габбро свидетельствует о том, что их родоначальная магма не была первичной и образовалась после осаждения соответствующих магнезиальных фаз. При этом высокие положительные аномалии силы тяжести, связанные с анортозитами и габбро, дают основание полагать, что на глубине присутствуют большие объемы магнезиальных магматических фаций.

Таким образом, основные - ультраосновные породы гишунского комплекса были образованы из первичной серонасыщенной высокомагнезиальной магмы, которая испытала две стадии эволюции. На первом этапе происходило фракционирование оливина, а на втором - отделение сульфидов от силикатной магмы.

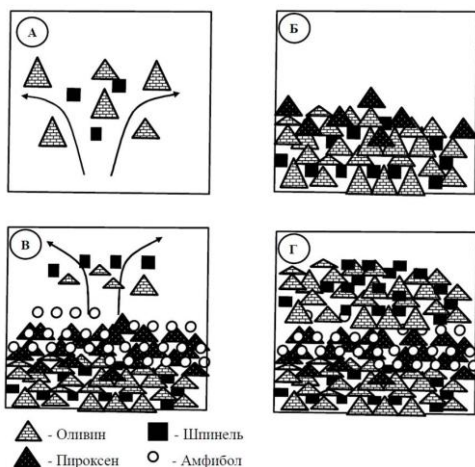


Рис. 7. Схема модели, иллюстрирующей основные этапы развития расслоенности пород гишунского комплекса.

Развитие расслоенности пород гишунского комплекса с использованием результатов исследований эволюции магматических очагов, выполненных Вагером и Броеном (1970), Спарксом с соавторами (1993), Теряултом и Фаулером (1996) и др., можно объяснить по следующей модели (рис. 7)

А) магматические инъекции, приведшие к зарождению кристаллов оливина и шпинели; Б) осаждение и аккумуляция оливина и шпинели во время кристаллизации пироксена между кумулятивными фазами; В) кристаллизация пироксена

между кумулятивными фазами в новых магматических инъекциях, включая зарождение амфибола в виде полимиктовых кристаллов и ойкокристов пи-

роксена; Г) зарождение оливина и шпинели в связи с магматической инъекцией в раннюю фазу, кумуляция и закрытие цикла кристаллизации.

Гишунский комплекс представляется как расслоенное тело, все разновидности пород которого образовались при дифференциации единой магмы. Автор придерживается мнения В.В. Наризнева (1984) о принадлежности большинства тел гипербазитов гишунского комплекса к расслоенной интрузии. Основные доводы в пользу этого следующие.

1. Габброиды и перидотиты имеют аналогичный состав породообразующих минералов, ультрабазиты образуют согласные с расслоенностью линзовидные и пластовой формы тела, в том числе с тонким переслаиванием контактных по составу анортозитов и перидотитов.

2. Между габброидами и перидотитами наблюдаются как резкие, так и постепенные контакты.

3. Общая концентрация РЗЭ уменьшается от анортозитов к габбро и ультраосновным породам (рис. 13). Таким образом, концентрации РЗЭ выше в основных породах, чем в ультраосновных, что связано с нормальной кристаллизационной дифференциацией магматической системы.

Ф.П. Леснов (1980) рассматривает Гишунский интрузив как полигенный (Леснов и др., 1982), причем в противоположность Б.А. Вольнову, он считает гипербазиты более древними по отношению к габброидам. Согласно развиваемой им гипотезе (Леснов, 1976, 1980, 1981а) перидотиты Гишунского интрузива следует рассматривать как ксеногенные блоки, оказавшиеся включенными в габброидный интрузив в результате внедрения последнего в пределы более древней протрузии альпинотипных гипербазитов. Полосчатые текстуры габброидов при этом объясняются как результат проникновения габброидных расплавов вдоль систем субпараллельных трещин отдельности в альпинотипных гипербазитах (Леснов, 1981б).

Таким образом, автор, на основании изложенного фактического материала, считает, что все описанные породы интрузива принадлежат единому комплексу, являющемуся типичным представителем расслоенных интрузивов, формировавшихся, согласно Л. Уэйджера, Г. Брауна (1970) в результате кристаллизационно-гравитационной дифференциации единой магмы.

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

В результате проведенных исследований получены новые данные по вещественному составу гишунского ультрамафит-мафитового массива. Основные выводы, вытекающие из анализа фактического материала, могут быть сформулированы следующим образом.

1. По своим геологическим и минералогическим особенностям гишунский комплекс представлен расслоенными базит-гипербазитовыми ассоциациями пород, состоящими из перидотит - пироксенит - верлит - габбро - анортозитовых образований.



2. По петрографо-минералогическим и петрогеохимическим особенностям изученные породы Гишунского массива относятся к перидотит-пироксенит-габброноритовой формации перидотит-габбровых массивов, для которых характерны низкие содержания титана, щелочей и фосфора при умеренных содержаниях алюминия и повышенных - магния. Оливины характеризуются повышенной магнезиальностью и никеленосностью. Для пород массива характерен относительно повышенный фон легкоплавких платиноидов с преобладанием Pt над Pd. Петрохимические особенности ультрамафитов гишунского комплекса показывают, что они представлены в основном гарцбургитами и лерцолитами, принадлежащими к ультрамафитовым кумулятам, а мафитовые образования относятся к типу оливинового габбро-норита.

3. Исходный состав магмы для всех изученных пород является близким к составу пикритовидных магм, т.е. с достаточным количеством кальция, которого хватало бы на формирование значительного количества вкрапленников плагиоклаза (что не соответствует недосыщенному кальцием ультраосновному расплаву).

4. В Гишунском массиве типы рудной минерализации соотносятся с главными этапами рудообразования в процессе становления и преобразования массива: первично-магматическим - на стадии фракционирования клинопироксенов и, эпигенетическим, синхронным с серпентинизацией перидотитовых частей расслоенных серий. В соответствии с этапами рудообразования установлены главные парагенетические ассоциации рудных минералов: 1) ранняя халькопирит-пентландит-пирротиновая, в которой сульфидная вкрапленность представлена главным образом пирротинном; 2) поздняя (эпигенетическая) миллерит-пентландит-магнетитовая.

**По теме диссертации опубликованы следующие основные работы:**

1. Геолого-петрохимические особенности габбро Гишунского массива (Северный Памир) // Геология и проблемы использования полезных ископаемых Таджикистана, Душанбе, 2009. с. 112-116. (Соавтор Алидодов Б.А.)

2. Петрохимия ультрабазитов гишунского комплекса (Северный Памир) // Материалы научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и студентов, посвященной «Году образования и технических знаний». Душанбе, ч. 1, 2010. с. 165-170. (Соавтор Алидодов Б.А.)

3. Классификация, номенклатура и особенности ультрамафитов Гишунского интрузива (Северный Памир) // Тр. Ин-та геологии АН РТ., Нов. сер., вып. 9, 2010. с. 199-207. (Соавтор Алидодов Б.А.)

4. Петрохимические особенности ультрамафитов Гишунского интрузива (Северный Памир) // ДАН РТ, т. 53, № 6, 2010. с. 490-495. (Соавтор: Алидодов Б.А.)

5. Петрохимические особенности основных пород Гишунского интрузива (Северный Памир) // ДАН РТ, т. 53, № 7, 2010. с. 565-570. (Соавтор Алидодов Б.А.)
6. О классификации и некоторых особенностях образования Гишунского массива (Северный Памир) // ДАН РТ, т. 54, № 4, 2011б, с. 323-329.
7. К петрологии гишунского мафит-ультрамафитового комплекса (Северный Памир) // Вестник ТНУ (научный журнал), Душанбе: Сино, № 1 (65), 2011. с.155-159.
8. Минералогия рудоносных зон гишунского мафит-ультрамафитового комплекса (Северный Памир) // Вестник ТНУ (научный журнал), Душанбе: Сино, № 1 (65), 2011. с.172-176.