

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

На правах рукописи

Шаповалова Мария Олеговна

**ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ГАББРОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ
ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)**

1.6.3 – петрология, вулканология; 1.6.10 – геология, поиски и разведка твердых
полезных ископаемых, минерагения

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:
д. г.-м. н. Толстых Н.Д.
к. г.-м. н. Шелепаев Р.А.

Новосибирск – 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
Принятые сокращения	11
Словарь терминов	12
Глава 1. Геологическое строение Хангайского нагорья	14
1.1 История изучения	14
1.2 Геотектоническая позиция габброидных массивов Хангайского нагорья в Центрально-Азиатском складчатом поясе	24
1.3. Выбор объектов исследования	26
Глава 2. Методы исследования	29
2.1. Геологические экспедиционные методы исследования	29
2.2. Лабораторные методы исследования	31
2.2.1. Петрографическое и минералогическое исследование	31
2.2.2. Исследование вещественного состава пород	34
2.2.3. Изотопное исследование	36
2.2.4. Геохронологическое исследование	36
Глава 3. Петролого-геохимическая характеристика и геохронология габброидных массивов Хангайского нагорья	39
3.1. Перидотит-троктолит-габбровый массив Орцог-Ула	39
3.1.1. Геологическое строение	39
3.1.2. Вещественный состав пород	45
3.1.3. Возраст	58
3.2. Перидотит-габбровый массив Дулан-Ула	61
3.2.1 Геологическое строение	61
3.2.2. Вещественный состав пород	62
3.3. Габброидный массив Манхан-Ула	66
3.3.1. Геологическое строение	66
3.3.2. Вещественный состав пород	67
3.4. Габбро-монцогаббровый массив Ямат-Ула	70
3.4.1. Геологическое строение	70

3.4.2. Вещественный состав пород	74
3.4.3. Возраст	77
3.5. Троктолит-анортозит-габбровый массив Номгон	81
3.5.1. Геологическое строение	81
3.5.2. Вещественный состав пород	84
3.5.3. Возраст	86
Глава 4. ЭПГ-Cu-Ni минерализация габброидных массивов Хангайского нагорья	89
4.1. Сульфидная минерализация массивов Хангайского нагорья	89
4.2. Благороднометальная минерализация массивов	97
4.3. Геохимические особенности распределения рудных элементов и благородных металлов	100
Глава 5. Обоснование защищаемых положений	110
5.1 Возраст габброидных массивов Хангайского нагорья	110
5.2. Петрология массивов	111
5.3. ЭПГ-Cu-Ni минерализация массивов	121
5.4. Геодинамические модели становления габброидных массивов Хангайского нагорья	125
Заключение	134
Список литературы	137
Приложение	153

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Вопрос о мантийном магматизме, связанном с крупными изверженными провинциями (LIP) в складчатых областях является дискуссионным в современной геологической науке. Поэтому в качестве объектов исследований часто выбираются дифференцированные и расслоенные ультрамафит-мафитовые интрузии, с которыми связаны крупнейшие месторождения сульфидных медно-никелевых, хромитовых, титаномагнетитовых и платинометалльных руд [Naldrett, 2004; Maier, Ariskin, 2016; Latypov et al., 2017]. Большинство промышленных ЭПГ-Cu-Ni месторождений приурочено к ультрамафит-мафитам крупных изверженных провинций (LIP) [Abbott, Isley, 2002; Maier, 2005; Добрецов и др., 2010].

Район исследований находится на территории Хангайского нагорья в Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП), где обнаружены ультрамафит-мафитовые расслоенные интрузии, которые находятся в пределах Хангайского батолита и обрамляющего его Селенго-Витимского вулcano-плутонического пояса (СВВП) или в Северо-Монгольской рифтовой зоне [Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. Во всех габброидных интрузиях (Орцог-Ула, Дулан-Ула, Манхан-Ула, Ямат-Ула и Номгон), описанных в работе, выявлена сульфидная минерализация. В шлиховых ореолах массивов (Орцог-Ула и Номгон) обнаружены минералы платиновой группы (МПГ): сперрилит, изоферроплатина и др., присутствие которых является индикатором потенциальной платиноносности их коренных источников [Толстых, Подлипский, 2010].

Предшествующие исследования [Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Ярмолюк и др., 2016a] показали, что гранитный батолит, вмещающий исследуемые массивы, относится к Хангайской крупной изверженной провинции, образованной в результате действия плюма, с которым также может быть связано формирование родоначальных магм для исследуемых массивов.

Для установления закономерностей эволюции мантийного магматизма необходимо проводить комплексное исследование: установление геологической позиции и внутреннего строения ультрамафит-мафитовых массивов в ЦАСП,

определение их возрастов, выявление составов мантийных источников и условий формирования этих массивов. В литературе предложено несколько типов геодинамических моделей, связанных как с тектоническими движениями литосферы, так и с активностью мантийных плюмов. До сих пор нет единого мнения о причинах и закономерностях проявления базитового магматизма в пределах регионов Центральной Азии. В связи с этим настоящее исследование является безусловно актуальным и вносит существенный вклад в решение научной проблемы эволюции мантийного магматизма в исследуемом регионе.

Объектами исследования являются перидотит-троктолит-габбровый массив Орцог-Ула, перидотит-габбровый массив Дулан-Ула, габброидный массив Манхан-Ула, габбро-монцогаббровый массив Ямат-Ула, и троктолит-анортозит-габбровый массив Номгон. Все они относятся к единой перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации [Изох и др., 1990].

Цель исследования

Установить возраст, происхождение и металлогению габброидных массивов Хангайского нагорья на основе петрохимических, геохимических, минералогических и изотопно-геохронологических характеристик.

Задачи исследования

- определить или уточнить геологическую позицию габброидных интрузий, установить характер их взаимоотношений с вмещающими породами, выделить фазы внедрения интрузивов;

- провести исследование вещественного состава, петрографии и минералогии пород и выявить типоморфные особенности массивов в целом и отдельных фаз внедрения, в частности;

- на основе редкоэлементного и изотопного составов пород определить характеристики мантийных источников магм и выбрать генетические модели образования массивов;

- установить возраст массивов и отдельных фаз с помощью различных методов (U-Pb и Ar-Ar) датирования;
- на основе анализа геохимических, геологических, петрологических, геохронологических данных оценить геодинамическую природу ультрамафит-мафитовых пород Хангайского нагорья;
- выявить особенности сульфидной минерализации, оценить перспективность массивов на ЭПГ-Cu-Ni оруденение с целью обоснования пермской металлогенической области.

Фактический материал

Достоверность защищаемых положений обосновывается достаточным количеством фактического материала, который положен в основу работы. Фактический материал получен автором, во время экспедиционных работ 2014-2018 гг. по Западной Монголии. Конкретные объекты исследования рассмотрены в соответствующих главах работы. Для достижения поставленной цели использовались результаты геологического, геофизического, петрографического, минералогического, геохимического, изотопного и геохронологического исследования ультраосновных и основных пород, а также минералогические и геохимические анализы ЭПГ-Cu-Ni минерализации. Подробное описание методов приведено в Главе 2. В процессе работы автором была собрана геологическая коллекция из более чем 100 образцов (совместно с другими участниками экспедиций), изучено 45 петрографических шлифов, 38 аншлифов и более 60 полированных прозрачных шлифов. Выполнено около 700 анализов состава минералов (силикатов и рудных), 96 рентгено-флюоресцентных анализов на содержание главных компонентов, 39 масс-спектрометрических анализов на содержание редких элементов и 27 на содержание рудных элементов (Cu, Ni, Co, Zn и S) и ЭПГ (Os, Ir, Ru, Rh, Pt и Pd). Изотопно-геохимическая характеристика проведена с использованием 5 определений изотопного состава Sm и Nd, выполнено 5 U-Pb определений возраста по цирконам и 3 Ar-Ar определений

возраста. Дополнительно построена карта аномальных значений вектора магнитной индукции для одного из массивов.

Защищаемые положения

1. По данным U-Pb (циркон) и Ar-Ar (амфибол, биотит) датирования формирование габброидных массивов Хангайского нагорья произошло в пермское время (278-255 млн. лет).

2. Ранние и поздние фазы пермских полифазных ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского нагорья (Орцог-Ула и Ямат-Ула) отличаются по уровню содержания K, Ti, P и некогерентных элементов (HFSE и LILE), что обусловлено сменой мантийного источника с деплетированного на обогащенный.

3. Пермская потенциальная ЭПГ-Cu-Ni металлогеническая область в Хангайском нагорье представлена разновозрастными габброидными массивами с ЭПГ-Cu-Ni минерализацией. Формирование двух типов ассоциаций: халькопирит-пентландит-пирротиновой с преобладанием Pt-МПП (Орцог-Ула) и борнит-кубанит-халькопиритовой с преобладанием Pd-МПП (Номгон), обусловлено разной степенью фракционирования сульфидного расплава.

Научная новизна

Комплексное исследование пермских габброидных пород Хангайского нагорья в Западной Монголии выполнено впервые с применением современных геологических, петрологических, изотопно-геохимических методов. На основе совокупности полученных лично автором минералого-петрографических и геохимических методов проведена типизация пяти габброидных массивов. Выявлено многофазное строение отдельных массивов, и показаны различия между фазами, связанные с источниками их образования. Получены новые данные о возрасте массивов, обоснован пермский этап их становления в отличие от раннепалеозойского возраста, принятого в предшествующих работах [Хосбаяр и

др., 1987; Изох и др., 1990]. Оценена продолжительность базитового магматизма на территории Хангайского нагорья в диапазоне ~278 – 255 млн. лет. Впервые описана ЭПГ-Cu-Ni минерализация исследованных габброидных массивов, определен их рудный потенциал, что позволило выделить пермскую металлогеническую область.

Практическая значимость

Полученные результаты могут быть использованы при корректировке схем магматизма Западной Монголии и реконструкции геологической истории формирования этого региона. Практическая значимость диссертационной работы также заключается в возможности использования полученных результатов для прогноза и поисков ЭПГ-Cu-Ni месторождений.

Апробация работы и публикации

Результаты исследований по теме работы докладывались на 15 всероссийских и международных конференциях и совещаниях, наиболее важными из которых являются: Всероссийская петрографическая конференция с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов» (Томск, 2017, 2018), Четвертая международная научная конференция «Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения» (Новосибирск, 2018), Совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (Иркутск, 2018), IX Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 2018), 7 International Conference «Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues» (Томск, 2019) и SGA Biennial Meeting (Нанси, 2015; Глазго, 2019).

Исследование по теме диссертации проведено в рамках выполнения Государственного задания лабораторией петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке грантов

РФФИ (№№ 16-05-00980, 16-35-00100 и 19-35-90033), а также интеграционного проекта СО РАН «Карбон-пермо-триасовые гранитоидные батолиты и базит-ультрабазитовые комплексы южного обрамления Северо-Азиатского кратона: возрастные рубежи, численные модели формирования, металлогения». Глава 4 по ЭПГ-Cu-Ni минерализации габброидных массивов Хангайского нагорья выполнена при финансовой поддержке Гранта Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.21.0018 "Фундаментальные проблемы развития минерально-сырьевой базы высокотехнологичной промышленности и энергетики России".

По теме диссертации опубликованы 22 научные работы, в том числе 4 статьи в рецензируемых журналах по перечню ВАК.

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, принятых сокращений, словаря терминов, пяти глав, заключения, списка литературы и приложения. Глава 1 содержит сведения об истории исследования региона, его геологическом и тектоно-геодинамическом строении. В ней дано обоснование выбора объектов исследования. В Главе 2 изложена методика исследований. Главы 3-4 содержат результаты исследования габброидных массивов и их ЭПГ-Cu-Ni минерализации. Глава 5 содержит обсуждение полученных результатов, их обобщение и анализ, и является обоснованием защищаемых положений. Общий объем диссертации составляет 195 страниц, включает 60 рисунков, и 36 таблиц (15 в тексте, 21 в приложении). Список литературы содержит 200 наименований.

Благодарности

Автор прежде всего выражает благодарность научным руководителям, д.г.-м.н. Н.Д. Толстых и к.г.-м.н. Р.А. Шелепаеву за руководство и постоянную поддержку при написании диссертации, а также сотрудникам лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН: д.г.-м.н. А.Э. Изоху, к.г.-м.н. В.В. Егоровой, к.г.-м.н. В.М. Калугину, к.г.-м.н. М.Ю. Подлипскому, к.г.-м.н. Т.В. Светлицкой, М.В. Черданцевой, Я.Ю. Шелепову

и Н.Б. Белкиной за ценные советы и практическую помощь в работе над фактическим материалом. Автор признателен всем аналитикам: А.Н. Ларионову (ГИИ ВСЕГЕИ), к.г.-м.н. П.А. Серову (ГИ КНЦ РАН), к.г.-м.н. Д.С. Юдину, к.х.н. И.В. Николаевой, О.С. Хмельниковой, М.В. Хлестову (ИГМ СО РАН), а также В.Н. Власовой, В.И. Ложкину, В.И. Меньшикову, Т.В. Ожогойной (ИГХ СО РАН).

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Ab – Альбит	REE – Редкоземельные элементы
Am – Амфибол	#Mg – Магнезиальность, $\#Mg = MgO/(FeO+MgO)$ (мол. %)
An – Анортит	ϵ_{Nd} – Эпсилон неодима, $\epsilon_{Nd} = ((^{143}Nd/^{144}Nd)_{обр.}/(Nd^{143}/Nd^{144})_{CHUR} - 1) * 10^3$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ отношения, измеренные в образце
Bn – Борнит	
Bt – Биотит	
Cbn – Кубанит	
Cr – Халькопирит	
Crx - Клинопироксен	
Di – Диопсид	ГАВПП – Гоби-Алтайский вулcano-плутонический пояс
En – Энстатит	МПП – Минералы платиновой группы
Fs – Ферросилит	СВВПП – Селенгино-Витимский вулcano-плутонический пояс
Hbl – Роговая обманка	ЦАСП – Центрально-Азиатский складчатый пояс
Hd – Геденбергит	ЭПГ – Элементы платиновой группы
Ilm – Ильменит	
Mgt – Магнетит	
Ol – Оливин	
Orx – Ортопироксен	
Pl – Плагиоклаз	
Pn – Пентландит	
Po – Пирротин	н.п.о. – Ниже предела обнаружения
HFSE – Высокозарядные элементы	н.а. – Не анализировалось
HREE – Тяжелые редкоземельные элементы	п.п.п. (Loi) – Потери при прокаливании
LILE – Крупноионные литофильные элементы	ол. – Оливиновое
LREE – Лёгкие редкоземельные элементы	

СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ

Активная континентальная окраина тектонически активная зона перехода от континента к океану, характеризующаяся интенсивными проявлениями вулканизма и высокой сейсмичностью [Mitchell, Reading, 1969].

Горячая точка - точка/положение вулканизма, остающаяся неподвижной относительно движущихся литосферных плит; классические горячие точки образуют цепь вулканов, возраст которых увеличивается при удалении от точки проявления современного вулканизма [Morgan, 1971].

Крупная изверженная провинция (LIP - Large igneous province) — то магматические провинции с площадью распространения более 0,1 млн км², объемом магматитов более 0,1 млн км³ и максимальной общей продолжительностью формирования около 50 млн лет, которые имеют внутриплитные тектонические параметры или геохимическое сходство, и характеризуются магматическим импульсом (импульсами) малой длительности (около 1–5 млн лет), в течение которых была сформирована их большая часть (> 75 % от общего объема [Bryan, 2008].

Мантийный источник деплетированный/обогащенный - мантийный источник базальтов, истощенный/обогащенный редкоземельными и другими некогерентными элементами [Туркина, 2008].

Мантийный плюм - восходящий поток в мантии диаметром порядка 100 км и зарождающийся в пределах разогретого, низкоплотностного пограничного слоя либо выше сейсмически неоднородного слоя на глубине 670 км, либо на границе ядро-мантия на глубине 2900 км, в зависимости от модели [Хаин, 2005].

Металлогеническая область - весьма крупная рудоносная площадь, совпадающая с крупной структурой платформ, характеризующаяся минерализацией определенного типа и формирующаяся в течение одного или нескольких тектоно-магматических циклов — металлогенических эпох [Рудоносность..., 1981].

Металлогеническая эпоха - интервал геологического времени, в ходе которого образуется закономерный ряд геологических формаций (комплексов) и

сопровождающих их типов руд различных видов сырья - генетических и промышленных [Рудоносность..., 1981].

Некогерентный элемент – редкий элемент, который не входит в состав верхнемантийных твердых минеральных фаз и поэтому концентрируется в расплаве, т.к. он имеет большой ионный радиус и/или высокий ионный потенциал, что несовместимо с параметрами кристаллической решетки большинства мантийных минералов [Туркина, 2008].

Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ

1.1. История изучения

Хангайское нагорье находится в западной и центральной частях Монголии, примерно в 400 километрах западнее столицы страны — Улан-Батора (Рисунок 1.1). В геоморфологическом плане большую часть нагорья занимает Хангайский хребет, протяжённостью около 700 километров на северо-запад, который расположен на территории аймаков Архангай, Баянхонгор, Уверхангай и Завхан. Нагорье ограничено на юге полупустынной Долиной Озёр, на западе — полупустынной Котловиной Больших Озёр, на севере — прилегают отроги Восточного Саяна. С востока Хангайское нагорье постепенно переходит в низкогорье, смыкающееся с западными окраинами Хэнтэйского нагорья. В Хангайских горах берут своё начало такие реки, как Орхон, Идэр, Хануй-Гол, являющиеся притоками Селенги, которая впадает в Байкал, а также реки Завхан и Онги. Самой высокой точкой Хангая является гора Отгон-Тэнгэр-Ул (4031 м), находящаяся на территории аймака Завхан.

Геологическая изученность территории Монголии во все годы была крайне неравномерна. От первых региональных маршрутов русских исследователей Азии до настоящего времени площадными геологическими съёмками (в комплексе с поисками полезных ископаемых) масштаба 1:50000 покрыто примерно 24% территории страны, геологической съёмкой масштаба 1:200000 – 99%, остальная часть закартирована в масштабах 1:1000000-1:500000.

Изучение Монголии российскими и иностранными учеными и путешественниками идет с XIII в., и начиная с этого времени до середины XX в. все маршруты описаны в монографии Э.М. Мурзаева, и статье Н.П. Шастиной [Мурзаев, 1948; Шастина, 1952]. Первые исследования геологического строения Монголии начались только к концу XIX, началу XX вв., и связаны с именами Г.Н. Потанина (1876г.), В.А. Обручева (1892г.), М.А. Усова (1910).



Рисунок 1.1 Географическое положение изучаемого полигона на физической карте Монголии.

В 1892–1894 гг. в составе очередной Центральноазиатской экспедиции РГО под руководством Г.Н. Потанина работал геолог Иркутского горного управления В.А. Обручев (академик с 1929 г.). Он первым из российских ученых начал геологическое изучение Монголии [Обручев, 1900]. Ботаник и географ В.В. Сапожников — профессор Томского университета в 1905–1906 и 1908–1909 гг. провел подробное исследование северо-западной части Монгольского Алтая [Сапожников, 1911]. В 1913–1914 гг. геологическими исследованиями в Монголии занимался профессор Томского технологического института М.А. Усов (академик с 1939 г.), он изучал Хентейский хребет [Усов, 1915]. В конце 1922 г. начала работу Монгольско-Урянхайская экспедиция под руководством И.П. Рачковского. Основные задачи для экспедиции были: изучение петрографических провинций и массивов изверженных пород в связи с их золотоносностью; установление зависимости в этом отношении Урянхайского края юго-западной Сибири с северо-западной Монголией; изучение континентальных отложений северо-западной Монголии и определение их угленосности.

Наиболее ранние упоминания о геологическом исследовании Хангайского нагорья описано в отчете о командировке в Северо-Западную Монголию в 1924 году М.Ф. Нейбург, чей маршрут частично совпадал с маршрутами ученых 1891 г. (Д.А. Клеменц) и 1905 г. (А.В. Вознесенский, В.Ч. Дорогостайский). Собранные по маршрутам образцы горных пород были переданы в Геологический Музей Академии Наук, предварительное определение пород были даны И.П. Рачковским и З.А. Лебедевой. Была составлена схемы распределения геологических элементов в исследованном районе [Нейбург, 1926].

В 1927 г. в Академии наук была создана специальная Комиссия (Монгольская комиссия с 1928 г.), для изучения геологического строения Монголии. В задачи Монгольской комиссии, кроме проведения экспедиционных работ, входили также камеральные работы — организация обработки привезенных коллекций, картографические работы — подготовка карты Монголии в масштабе 1:1000000, и издательская деятельность [Юсупова, 2006]. В 30-х годах в работу всё больше

втягиваются монгольские научные учреждения и кадры, т.е. закладывается основа совместных экспедиций.

В 1932 г. геолог Б. М. Чудинов пересёк Монголию с севера на юг и обнаружил кладбище динозавров. Поблизости от великих озёр северо-запада Монголии геологическая экспедиция И. П. Рачковского открыла гряду с подобными же останками. В послевоенные годы палеонтологические работы были продолжены и итогом стала масса материалов, опровергнувших целый ряд прежних представлений [Митин, 2014].

В 1931 г. американский геолог Д. Теннер предположил существование нефти в Монголии. Планомерная геологоразведка нефтяных месторождений в Монголии началась с 1934 г. Были разведаны 2 месторождения нефти на юге и на юго-востоке с запасом около 6,2 млн. тонн. До 1941 г в юго-восточной Монголии были проведены геологические съемки при участии монгольского геолога Ж. Дугэрсурена и советского геолога Ю. Желубовского, в результате которых была дана достаточно полная стратиграфическая схема меловых и третичных отложений, с которыми связаны нефтяные месторождения. Было открытие поверхностных признаков нефтеносности в районе Дзунбаяна, что привело впоследствии к открытию Дзунбаянского нефтяного месторождения. Также были установлены структуры, благоприятные для скоплений нефти и газа. Между 1947 и 1963 годами советскими геологами были обнаружены два небольших нефтяных месторождения, и 80, предположительно, нефтеносных структур в южной, юго-восточной и восточной частях страны.

В послевоенное время начинается новый этап экспедиционного изучения Монголии, когда в 1947 г. было подписано соглашение о переходе к совместным Советско-Монгольским экспедициям. В целях обеспечения дальнейшего развития промышленности необходимой топливной базой в Монголии производились большие геологоразведочные работы. Наконец, был создан ряд предприятий нефтяной и горнодобывающей промышленности. Так в феврале 1949 г. создан трест «Монголнефть», который приступил к организации добычи и переработки нефти, одновременно развернув работу по подготовке квалифицированных

национальных кадров рабочих-нефтяников. На акционерных началах было создано несколько предприятий по добыче вольфрамовой руды, пьезокварца и флюорита.

Период геологического изучения Монголии, начавшийся в 1957 г., характеризуется дальнейшим расширением работ, резко возросшей ролью национальных кадров специалистов, внедрением новейших методов геологических исследований, увеличением объемов поисково-разведочных и разведочных работ, освоением новой техники. Начиная с 1963 г. в изучении геологии и полезных ископаемых Монголии принимают участие и другие страны — члены СЭВ (Совет экономической взаимопомощи) — Болгария, Венгрия, Германия и Чехословакия. Результаты проведенных к началу 70-х гг. геологоразведочных и научно-исследовательских работ на территории Монголии были обобщены Н.А. Мариновым и Р.А. Хасиным со авторами в трехтомной монографии «Геологическое строение МНР» [Геология..., 1973]. Под редакцией этих же авторов изданы геологическая карта МНР (1972 г.) и карта полезных ископаемых (1973 г.) масштаба 1:1500000. К 1975 г. составлены геологическая структурно-формационные карты Восточной и Центральной Монголии масштаба 1:1500000 (В.А. Благонравов, Ю.А. Борзаковский); на их основе составлены прогнозно-металлогенические карты на золото, вольфрам, олово, флюорит (Н.А. Маринов, Р.А. Хасин, 1976-1980-е гг.). В 1980 г. изданы прогнозно-металлогенические карты МНР масштаба 1:1500000 на медь, свинец (С. Доржготов) и золото (Г. Дэжидмаа).

В результате проведенных геологоразведочных работ получен большой фактический материал по стратиграфии, магматизму, металлогении Монголии, выявлены многочисленные месторождения и рудопроявления полиметаллов, меди, олова, вольфрама, флюорита, золота, бурого угля и других полезных ископаемых. В 1973 г. советское и монгольское правительства создали совместное предприятие по разработке медно-молибденового месторождения «Эрдэнэт», — по сей день остающегося одним из крупнейших месторождений медной руды в мире [Данилов и др., 2019]. На сегодняшний день открыто свыше 500 месторождений, в том числе более 20 месторождений руд черных металлов, более 50 цветных металлов и др.

Первые прогнозно-металлогенические исследования на ртуть, медь и молибден, а затем и золото в Монголии были начаты в 1970–1971 гг. в составе Советско-Монгольской геологической экспедиции. Их результатом стало выявление в этом регионе первых месторождений ртути, установление основных закономерностей размещения ртутного оруденения в структурах Монголии, выделение ртутных поясов и зон. В 1973 г. В.А. Кузнецовым был выделен и охарактеризован трансконтинентальный Центрально-Азиатский ртутный пояс [Кузнецов, 1974]. Важное значение для Монголии имела постановка прогнозно-металлогенических исследований на медь и молибден под руководством В.И. Сотникова, где из 300 проявлений меди и молибдена часть (например, Оют-Тологой) была отнесена к перспективному промышленному Cu-Mo-порфировому типу [Сотников и др., 1985]. Авторами была обнаружены медная минерализация в габброидах и была выделена медно-никелевая формация, но без объяснения ее природы.

В 70–80-х годах для советских ученых на первый план научных исследований вставали генетические проблемы и металлогения. Поэтому были проведены детальные исследования изотопного состава S, O, C, H, Sr, Pb руд и магматических пород медно-молибденовых рудных узлов Сибири и Монголии. Результаты позволили установить двойственную природу источников рудного вещества и рудообразующих растворов для, казалось бы, типично магматогенного Cu-Mo-порфирового оруденения и показать роль мантийных и коровых факторов в его формировании [Сотников и др., 1977]. Главными результатами металлогенических исследований в Монголии, проводившихся под руководством В.А. Кузнецова, были составление серии прогнозно-металлогенических карт Монголии масштаба 1:1 500 000 по важнейшим видам полезных ископаемых, в том числе медным рудам (В.И. Сотников и др.), ртути (В.А. Кузнецов и др.), эпитермальным месторождениям (А.А. Оболенский, А.С. Борисенко, В.И. Лебедев), флюориту (А.А. Оболенский и др.), золоту и серебру (Ю.Г. Щербаков) и др. Был впервые обобщен обширный материал по этому региону, проведено металлогеническое районирование, выявлены основные закономерности размещения оруденения и дан

прогноз на его поиски. В ходе этих работ в Западной Монголии выявлено 25 проявлений серебро-сурьмяного оруденения, два из которых признаны объектами промышленного уровня (Толбонурское и Шарабурегское). Другой крупный результат металлогенических исследований был связан с созданием «Карты металлогенических поясов СВ Азии» масштаба 1:5000000 на геодинамической основе, охарактеризовавшая разновозрастные (от докембрия до кайнозоя) металлогенические пояса, включающие 3500 известных месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых, по которым была создана компьютерная база данных. Был выявлен и обоснован новый золоторудный пояс в Центральной Монголии – Центрально-Хангайский, с золото-серебряным и золото-ртутным оруденением, и открыты крупные россыпи золота.

В это же время в ходе совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции (С.П. Гаврилова и Р.М. Яшина, 1968-1969 гг.) на территории Северо-Западной Монголии исследовались гранитоидные и щелочные формации. В ходе экспедиции уделялось внимание геолого-петрографическим исследованиям формаций, было рассмотрено их распространение, структурное положение, строение и состав; были определены типовые признаки и металлогенические особенности [Гаврилова и др., 1975]. В 1977 г. была опубликована монография Федоровой М.Е. по гранитоидам Хангайского нагорья [Федорова, 1977], где были выделены тарбагатайский, хангайский и шараусгольский гранитные комплексы. В работе рассмотрены габбро-диоритовые формации тохтогеншильского и тэлминского комплексов из Озерной и Идерской зон, рассмотренные как первая фаза шараусгольского комплекса. Другими исследователями были изучены гипербазит-базитовые массивы [Леснов, Агафонов, 1980; Леснов, 1982; Пинус и др., 1984]. На данном этапе исследований, ученые относили изученные габброиды либо к офиолитовым сериям, либо к первым фазам гранитоидных комплексов.

В 1981 г. начала работу совместная Советско-Монгольская экспедиция АН ССР и АН МНР при поддержке и содействии руководства экспедиции, нацеленная на систематические исследования габброидных формаций Монголии. Основные

работы были ограничены Западной Монголией, в том числе и в Хангайском регионе. Полученные результаты освещали вопросы по выделению различных формационных типов, и описанию конкретных массивов [Поляков и др., 1983; 1984а; 1984б; 1987; Кривенко и др., 1989; Изох и др., 1984; Изох, Баярбилэг, 1988; Агафонов и др., 1987, Ступаков и др., 1991], и после они были обобщены и изложены в монографии [Изох и др., 1990]. В монографии подробно описаны палеозойские плутонические комплексы, среди раннепалеозойских формаций впервые выделены на территории Монголии различные типы расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов (встречаются с медно-никелевой минерализацией), не связанных с офиолитовыми сериями. При изучении и сопоставлении разнотипных габброидных формаций акцент был сделан на их вещественный состав, минералого-петрографические и петрохимические особенности пород на основе разработанной в этих целях специализированной методики [Кузнецов и др., 1976; Поляков, Кривенко, 1985]. Монографическое обобщение по габброидным формациям является первым для Монголии.

В начале 90-х годов особенности геологического строения Монголии стали рассматриваться с современных геодинамических позиций. Появились представления о процессах скольжения и столкновения в палеозое-мезозое Сибирской и Китайской литосферных плит, выделены геотектонические структурно-формационные зоны, развиты плейт-тектонические представления об эволюции этой территории [Зоненшайн и др., 1990; Зорин и др., 1998; Гордиенко, Кузьмин, 1999; Хаин, 2001]. К концу 90-х, началу 2000-х было установлено, что территория Монголии имеет сложное мозаичное строение, где относительно небольшой докембрийский блок, располагающийся в Хангайском нагорье, является центральным сегментом, вокруг которого аккрецированы фрагменты земной коры, сформированные в различных геодинамических обстановках [Badarch et al., 2002; Tomurtogoo, 2002]. Всего на территории Монголии выделяется 44 террейна, представленных кратонными, метаморфическими, островодужными или океаническими комплексами, а также комплексами пассивных окраин, задуговых/преддуговых бассейнов и аккреционных призм (рис. 1.2).

Последние 20 лет проделана большая работа по гранитному магматизму Центральной Азии (в том числе и по Хангайскому региону) В.В. Ярмолюком и М.И. Кузьминым. Ученые выделили крупнейшие батолиты Азии: Ангаро-Витимский, Хангайский и Хентейский, которые совместно с обрамляющими их рифтовыми зонами образуют автономно развивавшиеся концентрически зональные магматические ареалы [Ярмолюк и др., 2002; Ярмолюк, Коваленко, 2003а; Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2011]. Вопросы происхождения этих батолитов широко обсуждаются в литературе до настоящего момента. В последние годы получены многочисленные данные по изотопии [Саватенко и др., 2018], и геохронологии гранитов Хангайского батолита [Оролмаа и др., 2008, Ярмолюк и др., 2008, 2013 а,б], и построена модель формирования батолита при коровом анатексисе за счет андерплейтинга мантийных магм в области деляминации корней ороген [Ярмолюк и др., 2019].

Работы по габброидным формациям Монголии были продолжены и до настоящего времени [Изох и др., 2010, 2011; Шелепаев и др. 2015; 2016]. Учеными из Китая исследуются габброидные массивы на предмет Cu-Ni минерализации [Мао et al., 2018]. В части изучения магматизма региона основное внимание уделяется ранее не проводившимся в достаточных объёмах петролого-геохимическим (РФА, ICP-MS, микрозондовые исследования), изотопным (Sm-Nd, Rb-Sr) и геохронологическим (U-Pb, Ar-Ar) исследованиям и выявлению закономерностей эволюции магматизма с точки зрения современных геодинамических позиций. Результаты этих исследований и работы по рудоносности габброидных массивов, недавно опубликованные с участием автора [Шаповалова и др., 2019; Shapovalova et al., 2020], легли в основу настоящей диссертации.

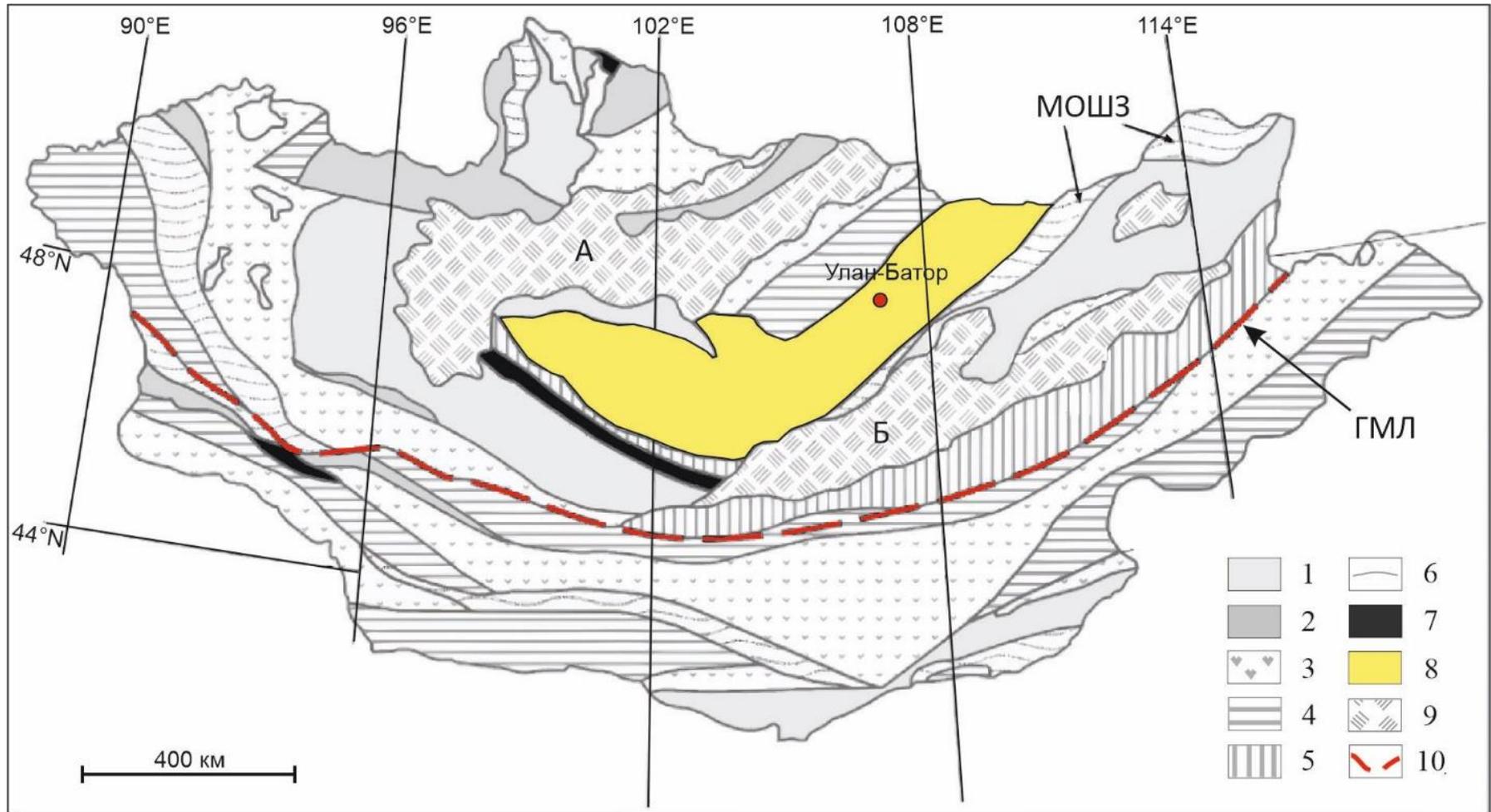


Рисунок 1.2 Схематичная карта, показывающая террейны Монголии и местоположение области исследования. 1 – Кратонный террейн, 2 – Метаморфический террейн, 3 – террейн островной дуги, 4 – террейн преддугового бассейна, 5 – террейн пассивной континентальной окраины, 6 – террейн акреционного клина, 7 – офиолитовый террейн, 8 – Девон-Карбоновый турбидитный террейн (Хангай-Хентей), 9 – Пермь-Триасовый вулканоплутонический пояс, 10 – Главный Монгольский линейамент (ГМЛ). А – Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс, Б – Гоби-Алтайский вулканоплутонический пояс, МОШЗ - Монголо-Охотская шовная зона. (изменено по [Badarch et al., 2002]).

1.2. Геотектоническая позиция габброидных массивов Хангайского нагорья в Центрально-Азиатском складчатом поясе

Исследуемые объекты расположены на территории Хангайского нагорья, которое в свою очередь относится к Центрально-Азиатскому складчатому поясу (ЦАСП). Структуры ЦАСП были сформированы при закрытии Палеоазиатского океана, начавшемся в позднем протерозое и продолжающимся до раннего мезозоя. Закрытие основной части Палеоазиатского океана произошло в среднем - позднем палеозое, тогда как восточный сегмент - Монголо-Охотский океан, существовал до мезозоя [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Хаин, 2001; Добрецов, 2003], а по последним геодинамическим реконструкциям, вплоть до средней юры [Yi, Meert, 2020].

Территория Монголии лежит в центре Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), окаймленного Сибирским кратоном с севера, Таримским и Китайско-Корейским кратонами с юга (Рисунок 1.3). По литературным данным на территории Монголии выделяются два основных сегмента или «мегаблока»: северный и южный, разделенных Главным Монгольским линеаментом (ГМЛ Рисунок 1.2). Северный сегмент, где располагаются изученные массивы Орцог-Ула, Дулан-Ула, Манхан-Ула, Ямат-Ула и Номгон (на карте Хангай-Хентейский террейн) рассматривается, как каледонский ороген (500-400 млн. лет), а южный – как герцинский (400-230 млн. лет) [Тектоника..., 1974; Дергунов и др., 1980].

Планомерное изучение территории Монголии проводилось более 60 лет, включая 25 лет совместных исследований советско-монгольской экспедиции (описано выше). Не смотря на большо интервал времени, в сфере геодинамики и магматических процессов, проявленных в Монголии, включая Хангайское нагорье, ученые пока не пришли к общему мнению. Таким образом, вопрос о геодинамических условиях, в которых формировались ультрамафит-мафитовые массивы Хангайского региона, является актуальным на данный момент.



Рисунок 1.3 Схема расположения Центрально-Азиатского складчатого пояса относительно других структур Азии (изменено по [Windley, Xiao, 2018]).

В последние десятилетия XX в. было установлено, что в позднем палеозое – раннем мезозое в ЦАСП возникли батолиты ($S > 0.5$ млн км²): Ангаро-Витимский в Западном Забайкалье [Литвиновский и др., 1992; Будников и др., 1995; Ярмолук и др., 1997; Budnikov et al., 1999; Ковач и др., 2012], Хангайский в Центральной Монголии [Тектоника..., 1974; Федорова, 1977; Геологические формации..., 1995; Ярмолук, Коваленко, 2003б], Хэнтейский в Восточной Монголии и Центральном Забайкалье [Коваль и др., 1978; Коваль, 1998; Коваленко и др., 2003а,б]. Образование батолитов было тесно связано со становлением позднепалеозойской – раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии [Ярмолук, Коваленко, 1991]. Вопросы происхождения этих батолитов до сих пор являются дискуссионными. Условия образования батолитов, в частности Хангайского, будет освещена в главе 5.

1.3. Выбор объектов исследования

В конце прошлого века во время геологических работ, проводившихся в Монголии, все большее внимание уделялось магматическим и связанными с ними рудным образованиям. Чл.-корр. Г.В. Поляков и д.г.-м.н. А.Э. Изох вместе с другими сотрудниками Института геологии и геофизики СО АН СССР и Геологического института АН МНР начали изучение габброидных комплексов в Западной Монголии в 1980 г. Они впервые установили на территории Монголии различные типы расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий, не связанных с офиолитовыми сериями. К такого рода интрузиям относятся исследуемые нами массивы (Орцог-Ула, Дулан-Ула, Манхан-Ула и Номгон), в то время считавшиеся раннепалеозойского возраста [Изох и др., 1990]. В итоге была составлена карта расположения докембрийских и раннепалеозойских габброидных формаций в структурах Западной Монголии, где указаны изучаемые массивы, расположенные в Хангайском регионе (Рисунок 1.4.)

При выборе объектов, среди всех ультрамафит-мафитовых массивов Хангая, в первую очередь, автор выделил массивы с сульфидной минерализацией. Два из них были выявлены среди расслоенных перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовых интрузий, относящихся к тамирскому комплексу. Массив Орцог-

Ула, как и расположенный в 1,5 километрах от него массив Дулан-Ула – относятся к Тамирскому ареалу [Поляков и др., 1984]. Массивы Орцог-Ула и Дулан-Ула впервые описаны [Изох и др., 1990] и впоследствии детально изучены автором [Шаповалова и др., 2019].

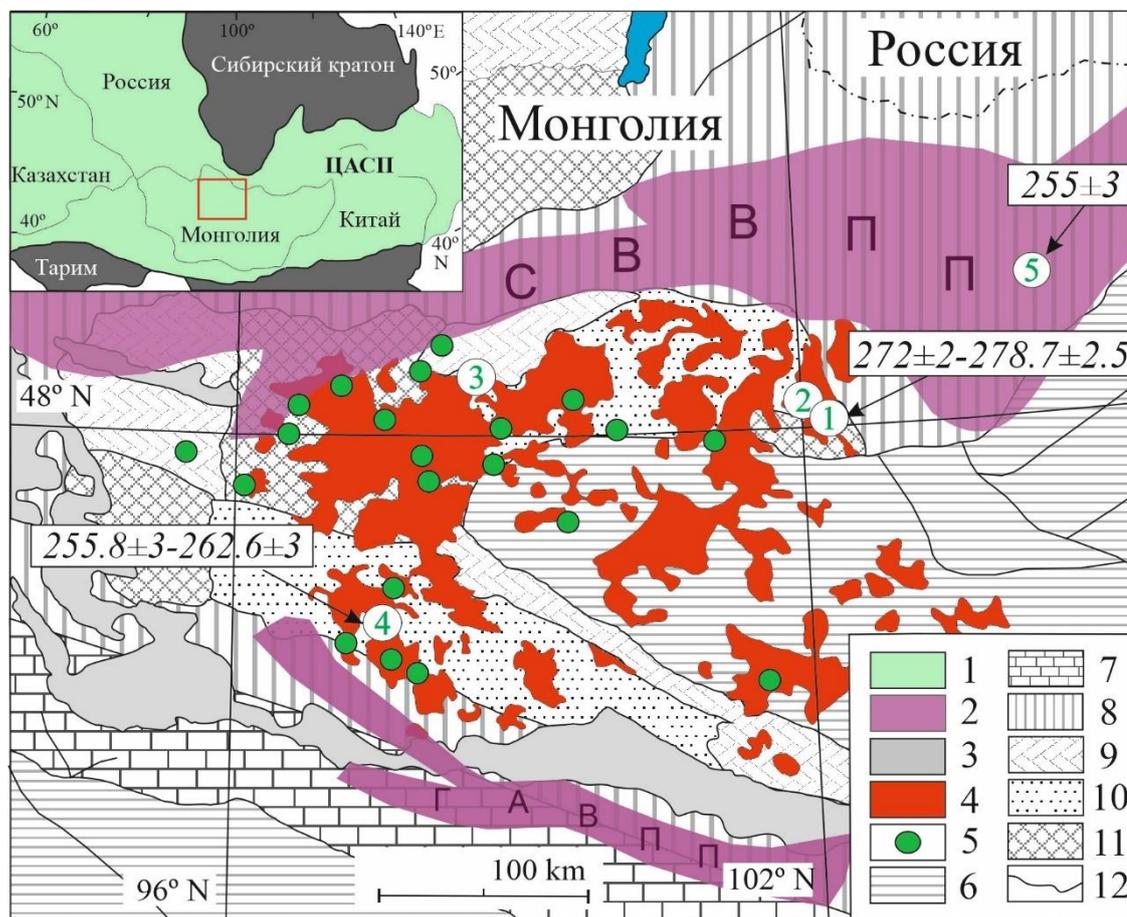


Рисунок 1.4 Положение изученных габброидных массивов в структурах Хангайского региона (изменено автором по [Сальникова и др., 2014])

1 – Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП); 2 вулcano-плутонический пояс; 3 – мезозойские–кайнозойские впадины; 4 – позднепалеозойские гранитоиды нормальной щелочности Хангайского батолита; 5 – пермские габброиды Хангайского нагорья; 6–9 – складчатые области: 6 – средне позднепалеозойские (герциниды), 7 – ранне среднепалеозойские (поздние каледониды), 8 – венд раннепалеозойские (ранние каледониды), 9 – неопротерозойские; 10 – тектонические блоки с раннедокембрийским фундаментом; 11 – тектонические блоки с довендским складчатым фундаментом (нерасчлененным); 12 – главные тектонические границы.

Цифрами указаны изученные габброидные массивы перми: 1 – Орцог-Ула; 2 – Дулан-Ула; 3 – Манхан-Ула; 4 – Ямат-Ула; 5 – Номгон. СВВП – Селенгино-Витимский вулcano-плутонический пояс, ГАВП – Гоби-Алтайский вулcano-плутонический пояс.

Массив Манхан-Ула показан на геологической карте М-47-В и его описание приводится впервые; массив Ямат-Ула был обнаружен автором и коллегами во время экспедиций 2014-2017 г. по Западной и Центральной Монголии, на

геологической карте L-47-VIII поле распространения пород интрузива показано четвертичными отложениями. На данных интрузивах была обнаружена сульфидная минерализация, поэтому они тоже стали объектами изучения.

Массив Номгон, относящийся к троктолит-анортозит-лейкогаббровой формации, или к лейкократовой части перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации, исследован А.Э. Изохом в 90х г. [Изох и др., 1990, 1991, 1992, 1998]. Массив дополнительно изучен (возраст, Cu-Ni минерализация) и использован для наглядного сравнения петрологических и рудоносных характеристик с другими массивами.

Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу кандидатской диссертации положен фактический материал, собранный автором и сотрудниками лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН во время полевых работ 2014-2018 гг. В сумме было отобрано и проанализировано различными методами около 160 проб. Породы массивов исследовались лабораторными методами, в Таблице 2.1 представлен весь полученный и обработанный фактический материал лично автором.

Таблица 2.1

Методы, использованные в работе и количество анализов.

Массивы	Вещественный состав пород				Возраст	ЭПГ-Cu-Ni минерализация	
	Шлифы, аншлифы, пластинки	XRF	ICP-MS	ϵ_{Nd}		Cu, Ni, Co, Cr, S	ЭПГ (Ru, Rh, Pd, Pt, Ir, Os) и Au
Орцог-Ула	72	61	15	2	U-Pb SIMS Zr (9), $^{40}Ar/^{39}Ar$ Bt, Hbl	9	9
Дулан-Ула	10	5	4			2	2
Манхан-Ула	18	10	6	1		2	2
Ямат-Ула	22	28	15	3	U-Pb SIMS Zr (20)	4	4
Номгон	35	-	-	-	U-Pb SIMS Zr (6), $^{40}Ar/^{39}Ar$ Bt Sm-Nd изохрона	11	11

2.1. Геологические и геофизические методы исследования

Во время экспедиционных работ 2013-2018 года сотрудниками лаборатории № 211 и автором лично было проведено опробование по всем массивам, было сделано несколько разрезов по различным фазам массивов. Образцы стандартного размера отбирались снизу-вверх (от краевой к центральной частям интрузивов), в крест простирания пород, примерно через каждые 5-10 м., основываясь на визуальной смене состава пород либо текстуры. Также отобраны образцы, обогащенные сульфидами (с сульфидными каплями) для подробного изучения рудоносности массивов. Был произведен отбор шлиховых проб из делювиальных и

пролювиальных отложений. В результате их промывки были выделены концентраты тяжелых минералов для дальнейшего исследования лабораторными методами. Оптически в этих концентратах определяются следующие минералы: магнетит, циркон, окисленные сульфиды и апатит. Визуально были зафиксированы контакты между фазами и между интрузивными породами и вмещающими. Все точки отбора проб и прослеживания контактов были внесены в GPS навигатор и далее вынесены на поверхность Земли в программе Googl Earth. По ходу каждого маршрута велся полевой дневник, куда вписывались все полученные данные.

В 2015 году во время работ на массиве Орцог-Ула была построена карта аномальных значений модуля вектора магнитной индукции. Для магнитной съёмки использовался пешеходный магнитометр-градиентометр ММPOS-2 (Россия) с двумя процессорными оверхаузеровскими датчиками POS-1. Датчики располагались на расстоянии 1 м друг от друга по вертикали, высота нижнего датчика составляла от 2 м над поверхностью. Регистрация производилась в автоматическом режиме с периодом 3 секунды, что соответствует расстоянию между точками вдоль профиля, приблизительно 1,5 м при средней скорости движения оператора вдоль профиля около 2 км/ч. Пространственная привязка осуществлялась по GPS. Расстояние между профилями составляло от 15 до 100 м для различных объектов. Запись магнитных вариаций производилась при помощи базовой магнитовариационной станции ММPOS-1 (Россия) с процессорным оверхаузеровским датчиком POS-1. Регистрация производилась в автоматическом режиме с периодом 5 секунд.

Характеристики процессорного оверхаузеровского датчика POS-1:

- Диапазон измерений модуля магнитной индукции: 20000 - 100000 нТл;
- Основная систематическая погрешность измерения: < 0.5 нТл;
- Модуль среднеквадратического отклонения случайной составляющей погрешности измерения при длительности измерения не менее 3-х секунд: < 0.02 нТл;

- Модуль среднего квадратического отклонения случайной составляющей погрешности измерения при длительности измерения не менее 3-х секунд и градиенте модуля поля 10000 нТл/м: < 50 нТл;
- Дополнительная погрешность измерения в интервале температур от -10°C до +50°C: < 1 нТл;
- Дополнительная погрешность измерения при отклонении первичного преобразователя на угол 45° от оптимальной ориентации: < 1 нТл;
- Нестабильность за 8 часов работы: < 0.3 нТл;
- Длительность однократного измерения: < 3 с.

Обработка данных магнитных наблюдений производилась с применением программного пакета Matlab. Данные вариационной станции были линейно интерполированы для моментов времени, соответствующих измерениям пешеходным магнитометром. Для построения карты аномальных значений модуля вектора магнитной индукции данные пешеходного магнитометра были скорректированы с учётом вариации, приведены к условному базовому уровню, соответствующему медианному значению полученных величин модуля вектора магнитной индукции и усреднены вдоль каждого профиля с периодом, соответствующим среднему расстоянию между профилями на объекте.

2.2. Лабораторные методы исследования

Большинство лабораторных методов проводились в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Автором полученные данные были обработаны, проанализированы и внесены в таблицы, приведенные далее по тексту.

2.2.1. Петрографическое и минералогическое исследование

Петрографическое и минералогическое исследование (45 петрографических шлифов, 38 аншлифов, 64 полированных прозрачных шлифов) и описание пород производилось с помощью прямого поляризационного микроскопа AXIO LAB.A1 POL (Carl Zeiss, Германия) при 50 кратном максимальном увеличении. Фотосъемка

препаратов проводилась с помощью цифрового фотоаппарата PowerShot A640 (Canon, США).

Состав рудных минералов изучался в полированных искусственных аншлифах с тяжелыми концентратами минералов (шашках) на сканирующем электронном микроскопе Mira 3 (Tescan, Чехия) с энергодисперсионным (EDS Oxford X-Max 80) спектрометром. Параметры работы: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.6 нА, время набора спектра на кобальте при количественной оптимизации – 40 с, время набора спектров на образцах – 20 с. При данных условиях измерения разрешение рентгеновского спектрометра составляет 126-127 эВ на линии Mn K_α, а размер зонда – 12 нм. Локальность анализа определяется размером области генерации рентгеновского излучения, которая достигает величины 5 мкм и более, в зависимости от среднего атомного номера образца и длины волны характеристического рентгеновского излучения. Предел обнаружения для большинства элементов составляет 0.2-0.3 % (3 сигма критерий), однако в отдельных случаях он может достигать 0.5-0.8 % и более при наличии спектральных наложений, а также при использовании L-серии характеристического излучения для определения «тяжёлых» ($Z > 72$) элементов. Погрешность определения основных компонентов ($C > 10-15$ %), обычно не превышает 1 отн. %. Погрешность определения компонентов с концентрациями 1-10 % лежит в диапазоне 2-6 отн. % и обычно не превышает 10 отн. %. При концентрациях вблизи предела обнаружения погрешность может достигать величины 20-30 отн. %. Для снижения предела обнаружения примесей и повышения точности анализа можно увеличить время набора спектра, при этом снижение предела обнаружения и случайной погрешности в 2 раза можно достичь увеличением времени набора спектра в 4 раза. Аналитик М.В. Хлестов. Сравнение метрологических характеристик методики количественного анализа порообразующих минералов методом ЭДС и методики классического микрозондового анализа методом ВДС приведено в работе [Лаврентьев и др., 2015].

Рентгеноспектральный микроанализ силикатов (около 300 анализов), а также рудных минералов (около 420 анализов) проводился на приборе JXA-8100 (Jeol, Япония). Градуирование по внутренним стандартам минералов. Параметры съемки: $E_0=20$ кВ, $i=40$ нА, $t=10$ с. Пределы обнаружения для силикатных и рудных минералов вынесены в Таблицы 2.2 и 2.3 соответственно.

Таблица 2.2

Пределы обнаружения для силикатных алюмосиликатных минералов (мас. %)

SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Cr₂O₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O
0,007	0,009	0,009	0,017	0,017	0,017	0,011	0,008	0,017	0,008

Таблица 2.3

Пределы обнаружения элементов для рудных минералов (мас. %)

Fe	Cu	Ni	Co	As	S
0,03	0,06	0,05	0,03	0,08	0,01

Зерна МПГ выделены путем дробления рудных образцов весом около 0.5-0.7 кг каждый и последовательного гравитационного концентрирования полученных проб в воде и тяжелой жидкости (бромформе). Концентраты препарированы в шашки, которые на первом этапе исследовались на сканирующем электронном микроскопе (SEM) LEO 1413 VP с EDS "Oxford", с помощью которого выявлен видовой состав МПГ. Основные анализы минералов проводились на микроанализаторе «Самебах-micro» (аналитик О.С. Хмельникова) при напряжении 20 кВ, текущем токе 20–30 мА и длительности измерения 10 секунд на каждой аналитической линии. К анализу МПГ применен индивидуальный подбор эталонов. В качестве стандартов для Pt, Pd, Rh, Os, Ir, Ru, Te, Au и Ag, а также для Cu, Ni и Fe в случае анализа Pt-Fe и Au-Pd-Cu сплавов были использованы чистые соединения. При анализе сульфидов и МПГ для Cu – CuFeS₂, для Fe и S – CuFeS₂, для As – FeAsS и NiAs, для Co – FeNiCo, для Ni – FeNiCo и NiAs, для Bi – Bi₂S₃, для Pb – PbS и для Sn – SnTe. Были выбраны следующие рентгеновские линии: L α для Pt, Pd, Rh, Ag, Ir, Ru, Te, Sn, As; K α для S, Fe, Cu, Ni, Co; M α для Au, Bi, Os и Pb.

Наложение рентгеновских спектров элементов корректировались с помощью программы, включающей экспериментально рассчитанные коэффициенты [Лаврентьев, Усова, 1996]. Все данные в таблицах приведены с учетом пределов обнаружения элементов (Таблица 2.4). Дополнительно с помощью микроскопа AXIO LAB.A1 POL (Carl Zeiss, Германия) исследованы полированные аншлифы руд.

Таблица 2.4

Пределы обнаружения элементов при анализе минералов на микроанализаторе

Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Ag	Fe
0,06	0,17	0,04	0,04	0,20	0,04	0,06	0,04	0,03
Cu	Ni	Co	As	Te	Bi	Pb	S	Sn
0,06	0,05	0,03	0,08	0,04	0,06	0,09	0,01	0,03

2.2.2. Исследование вещественного состава пород

Анализ валового химического состава пород по главным петрогенным компонентам проводился методом рентгено-флуоресцентного анализа (XRF), согласно методике [Карманова, Карманов, 2011]. Для этого использовались порошковые пробы, предварительно прокаленные в муфельной печи для значительного уменьшения влияния матрицы (матричные эффекты), благодаря разрушению минерального нестехиометрического химического состава до оксидов. Прокаленные порошки были смешаны с флюсом и остеклованы. Измерения проводились аналитиком Н.Г. Кармановой на приборе ARL 9900 (Thermo Scientific, Швейцария). Пределы обнаружения - 30 ppm. Всего было проанализировано 104 пробы.

Для 40-ка образцов с помощью метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) было определено содержание редких элементов. На стадии пробоподготовки породы были измельчены и доведены до пудры на тех же приборах, отквартованы и переданы в лабораторию рентгеноспектральных методов анализа. На стадии химической подготовки использовали обработку твердого образца с добавленными трассерами смесью концентрированных кислот

$\text{HCl}:\text{HNO}_3 = 1:3$ в микроволновой системе MARS-5, определяемые элементы отделяли от матрицы катионообменной хроматографией на катионите AG 50Wx8. Далее пробы были исследованы на масс-спектрометре MAT Element-I (Finnigan, Германия) аналитиком И.В Николаевой по методике [Николаева и др., 2008].

Определение элементов (Cu, Ni, Zn, Cr, S) в сульфидсодержащих образцах массивов проводилось в Институте геохимии им. А.П. Виноградова (ИГХ) СО РАН, г. Иркутск на атомно - абсорбционном спектрофотометре AAnalyst модель 800 (Perkin Elmer, США) с электротермическим атомизатором поперечного нагрева THGA и пламенным атомизатором. Работу на приборе проделала аналитик Ожогина Т.В. Для построения градуировочной характеристики использовался единый набор СО разнообразного состава (при электротермической атомизации для определения Co, Ni, Cr, Cu). Пробоподготовка проводилась самостоятельно автором: пробы были раздроблены и истерты на стандартных образцах сит, как подробно описано ниже в другом методе. Пудра была передана в ИГХ СО РАН.

Определение концентраций элементов платиновой группы (ЭПГ): Ru, Rh, Pd, Pt, Ir, Os и Au в образцах было получено методом МС-ИСП на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT-2 (Finnigan MAT, Германия) в ИГХ СО РАН, аналитики В.Н. Власова, В.И. Ложкин и В.И. Меньшиков. Использовано открытое кислотное разложение или сплавление нерастворимого остатка с фторидом аммония и отделения матричных элементов на катионите КУ-2-8 (фирма Токем, Россия). Для Os выход на хроматографической колонке с использованием модельных растворов показал, что степень извлечения хлорокомплексов этих элементов близок к 100 % в отличие от золота, которое частично теряется на колонке. Масс-спектрометр градуировали по сертифицированным многоэлементным растворам фирмы SPEX CERTIPREP INC и NIST от 0.05 до 5 мкг/л. Анализировались образцы массой 1 г при факторе разбавления от 200 до 2000 в зависимости от содержания определяемых элементов. Правильность результатов подтверждена анализом стандартов. Результаты определения элементов Os считали оценочными из-за отсутствия контроля по СО. Пределы

обнаружения ($\mu\text{g/L}$): $^{101}\text{Ru} - 0.0024$, $^{103}\text{Rh} - 0.0016$, $^{105}\text{Pd} - 0.026$, $^{195}\text{Pt} - 0.019$, $^{193}\text{Ir} - 0.0017$, $^{190}\text{Os} - 0.00022$, $^{197}\text{Au} - 0.016$.

Обработка петро-, геохимических данных осуществлялась с помощью программы Microsoft Excel и интерпретировались по общепринятым классификационным и диагностическим диаграммам, которые иллюстрируют отношения разных компонентов и элементов.

2.2.3. Изотопное исследование

Данные по Sm-Nd были получены методом TIMS ThermoFinnigan Triton (навеска минерала или породы не более 100 мг, погрешность определения параметров не хуже 0.001%) в Геологическом Институте Кольского Научного Центра РАН, г. Апатиты, к.г.-м.н. П.А. Серов. Метод основан на радиоактивном распаде (α -распад) ^{147}Sm и превращении его в ^{143}Nd . Анализы проводились по породам двух фазам (пробы В-13057, Ч-30-14/2) на семиканальном масс-спектрометре MAT-262 (Finnigan, Германия), оснащенный квадрупольной приставкой RPQ. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNd1 = 0.512115 [Tanaka et al., 2000]. Ошибка воспроизводимости Sm-Nd отношений принята при статистическом обсчете концентраций Sm и Nd в стандарте BCR-1 и составляет 0.2% (2σ). Химические процедуры разложения проб проводились по методике [Журавлев и др., 1987].

2.2.4. Геохронологическое исследование

Для определения возраста пород разных фаз и массивов U-Pb методом, в каждом случае была отобрана крупная проба наименее измененных габброидов. Все пробы были издроблены на щековой дробилке Pulverisette 1 classic line (Fritsch, Германия), затем на виброистирателе ВИ-4х350 (АкмеТехнология, Россия) истерты до фракции -0.25 мм. Полученный материал был промыт от тонкой пыли и рассеян стандартным набором сит на фракции <0.08, 0.08 - 0.16, 0.16 - 0.25 мм. Далее

магнитными и гравитационными методами разделения (в воде) из фракций 0.16 и 0.25 мм были получены тяжелые немагнитные концентраты. Из этих концентратов, вручную, под бинокляром, были отобраны отдельные зерна циркона разных размеров и морфологии. Определения изотопных соотношений U и Pb в цирконах осуществлялось на прецизионном вторично-ионном (SIMS) микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe II, ASI, Австралия) в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, аналитик Ларионов А.Н). Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Получение оптических, BSE и катодолюминесцентных изображений проводилось на сканирующем электронном микроскопе MX2500 S (CamScan, Великобритания). Рабочее расстояние составляло 30.5 мм, ускоряющее напряжение 12 кВ, ток практически полностью сфокусированного пучка на цилиндре Фарадея 7 нА. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по стандартной методике, описанной в статье [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 3 нА, диаметр пятна составлял ~ 30 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне двух сигма. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

Часть геохронологических данных, приведенных в работе, получена путем $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датированием биотита и амфибола по методике [Травин и др., 2009; Травин, 2016]. Во время пробоподготовки, для выделения монофракций биотита были отобраны пробы наиболее неизмененных пород. Далее они были издроблены на щековой, а затем на виброистирателе (описаны выше) до фракции 0.5 мм. Раздробленные пробы пород фракции 0.25 - 0.5 мм были очищены от пыли, отмыты в воде и просушены. Затем, под бинокляром, чешуйки биотита (около 50 мг) были

очищены от посторонних минералов и чешуек, замещенных вторичными агрегатами. Полученные чешуйки биотита были переданы в лабораторию изотопно-аналитических методов. Затем проба облучалась быстрыми нейтронами на научном реакторе ВВР-К типа при Томском политехническом институте. Датирование выполнялось с помощью двух измерительных комплексов:

1. Прогрев проб в кварцевом реакторе с малоинерционной печью внешнего прогрева; измерение изотопного состава аргона на одноколлекторном масс-спектрометре Noble gas 5400 (Micromass, Англия). Для увеличения количества выделяемого аргона стандартная навеска была увеличена до 150 - 250 мг, а количество ступеней прогрева уменьшено до 3-4.

2. Прогрев проб в камере с использованием ИК-лазера Fusions 10.6 (длина волны 10,6 мкм, выходная мощность регулируется от 2.5 до 55 Вт; Photon Machines, США); измерение изотопного состава аргона на многоколлекторном масс-спектрометре Argus (GV-Instruments, Англия), аналитик Юдин Д.С.

Глава 3. ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГАББРОИДНЫХ МАССИВОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ

Массивы Орцог-Ула и Дулан-Ула обнаружены во время геолого-съёмочных работ 1980-1990-х годов и упомянуты в ранней публикации [Изох и др., 1990]. Предшествующие исследовательские работы по массиву Манхан-Ула не обнаружены, нами массив был исследован впервые во время экспедиционных работ в 2017 г., поскольку он был указан на геологической карте М-47-В, как базитовый. Массив Ямат-Ула был обнаружен автором с коллегами во время экспедиций 2014-2017 г. по Западной и Центральной Монголии, на геологической карте L-47-VIII поле распространения пород интрузива показано четвертичными отложениями. Массив Номгон исследован детально А.Э. Изохом в 90х г. [Изох и др., 1990, 1991, 1992, 1998]. Данные были использованы для сопоставления составов пород с другими массивами. Дополнительно из этого массива автором было отобрано несколько образцов и исследована ЭПГ-Cu-Ni минерализация. Все массивы находятся по периферии Хангайского батолита (Рисунок 1.4) и относятся к перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации Селенгинского комплекса.

Массив Орцог-Ула для автора является эталонным, поскольку он исследовался первым и более детально, чем другие. Он представлен полной расслоенной серией пород: от дунитов и перидотитов до анортозитов, и содержит ЭПГ-Cu-Ni минерализацию.

3.1. Перидотит-троктолит-габбровый массив Орцог-Ула

3.1.1. Геологическое строение

Расслоенный перидотит-троктолит-габбровый массив Орцог-Ула находится на северном склоне Хангайского нагорья в левобережье р. Тамирын-Гол (Рисунок 3.1.а) с площадью выхода на поверхность около 5 км². Он прорывает метаморфические протерозойские толщи, сложенные кварцитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. В северо-западной части массива установлен контакт габброидов с вмещающими породами, в том числе с зонами

приконтактового плавления. Центральная его часть пространственно совпадает с вершиной горы Ундэр-Орцог-Ула (1740 м) (Рисунок 3.1.б).

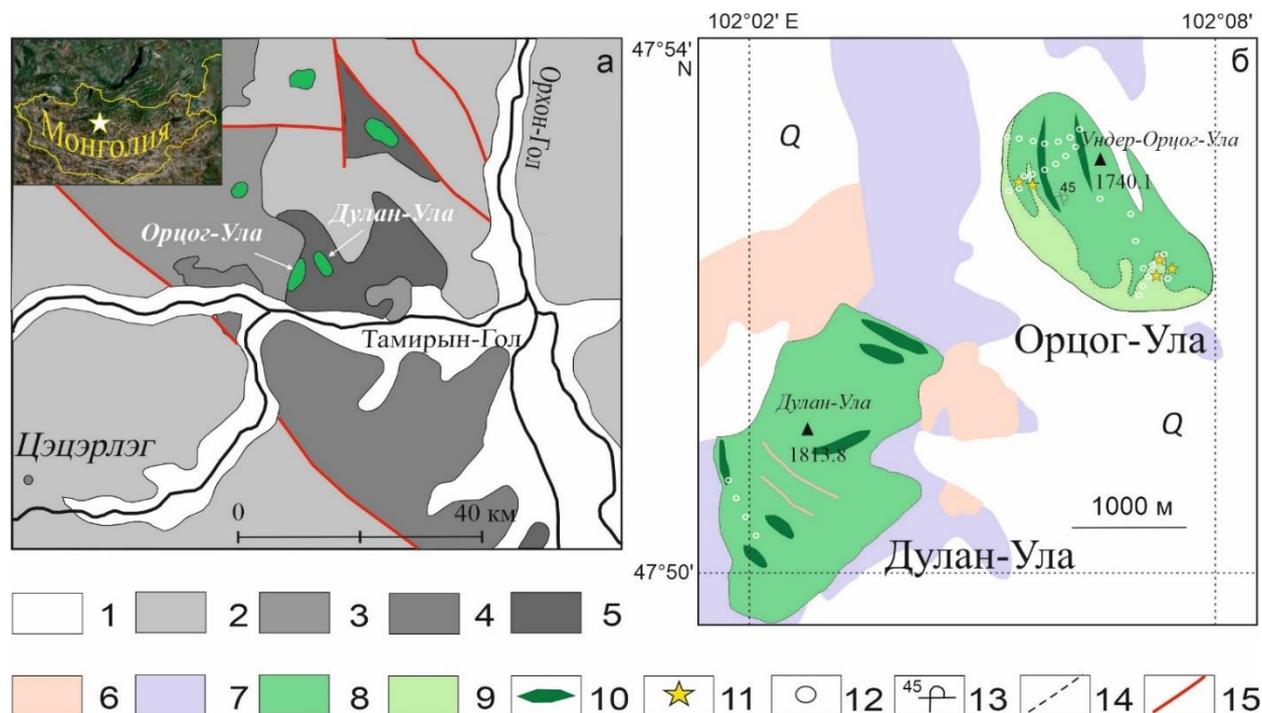


Рисунок. 3.1. а) Геологическая схема строения северного склона Хангайского нагорья; б) Схемы строения массивов Орцог-Ула и Дулан-Ула [Изох и др., 1990 с изменениями]. Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – осадочные терригенные породы (PZ₃-MZ₂); 3 – базальты (PZ₃); 4 – зеленые сланцы (R₃-Є₁); 5 – карбонатные породы (R₃-Є₁); 6 – биотит-мусковитовые лейкограниты с гранатом и аляскитовые граниты; 7 – кристаллические гнейсы и сланцы; 8 – габброиды расслоенной серии массивов Орцог-Ула (1 фаза) и Дулан-Ула; 9 – биотит-содержащие габброиды массива Орцог-Ула (2 фаза); 10 – дуниты и перидотиты; 11 – сульфидная минерализация; 12 – местоположение отобранных проб; 13 – опрокинутое залегание пород; 14 – граница между фазами; 15 – разломы.

По предшествующим данным [Изох и др., 1990] массив Орцог-Ула имеет концентрически-зональное внутреннее строение и полный набор дифференциатов от ультраосновных пород до габброидов. На контакте габброидов с вмещающими породами обнаружена зона, названная закалочной фазией мощностью до 20 м. Зона состоит из мелкозернистых амфиболитовых габбро с ксенолитами роговиков. Расслоенная серия составляет центральную часть массива, где в основании серии появляется горизонт плагиоперидотитов небольшой мощности.

Исследования, проведенные нами на массиве Орцог-Ула, позволили уточнить его строение. Было установлено, что массив состоит из двух фаз внедрения (Рисунок 3.1.б): 1) ритмично-расслоенная перидотит-троктолит-габброноритовая серия пород, в которой отсутствует биотит, характерная для

северной и центральной частей массива; 2) биотит-содержащие амфибол-оливиновые габброиды со слабым изменением меланократовости; 2-ая фаза расположена в южной части массива. Мы обнаружили контакт между фазами в южной части массива, который впоследствии был прослежен на основе петрографических данных. В породах обеих фаз обнаружена заметная сульфидная минерализация, расположенная вблизи контакта между фазами.

В ходе экспедиционных работ на массиве Орцог-Ула в 2015 году была выполнена наземная магнитная съёмка, по результатам которой построена карта аномальных значений модуля вектора магнитной индукции (F). Для магнитной съёмки использовался пешеходный магнитометр ММPOS-2 с двумя процессорными оверхаузеровскими датчиками POS-1 (подробнее описано в главе 2). Измерения магнитной восприимчивости горных пород (Таблица 3.1.) выполнялось полевым каппаметром КТ-5 с разрешающей способностью 10^{-5} СИ, по каждой серии из 3-х измерений на образце рассчитывалось среднее значение. На карте аномалий модуля вектора магнитной индукции (F) отчётливо выделяются две области: с амплитудой 200-600 нТл и -200-0 нТл (Рисунок 3.2.а). Картина осложняется множеством неоднородностей, возникающих вследствие особенностей рельефа, а также локальными отрицательными аномалиями, связанными, предположительно, с отдельными небольшими остатками вмещающих пород.

Согласно геологическим представлениям о массиве, описанным выше, эти области могут быть представлены породами 1-ой и 2-ой фазы. Соответственно, породы первой фазы (согласно Таблице 3.1) обладают повышенной магнитной восприимчивостью порядка $11-46 \cdot 10^{-3}$ СИ, породы 2-й фазы имеют относительно низкую восприимчивость – в интервале $0.3-7 \cdot 10^{-3}$ СИ. Это различие объясняется повышенным содержанием магнетита и пироксена в породах первой фазы [Кобранова, 1986]. Наибольшей магнитной восприимчивостью согласно таблице, обладают перидотиты 1-ой фазы. Они же залегают в верху разреза расслоенной серии, что также подтверждается построенной картой, и петрографическими исследованиями. Породы содержащие сульфиды имеют выше магнитную

восприимчивость пропорционально количеству этих минералов, поскольку пирротин относится к сильномагнитным минералам. Наличие биотита (слабомагнитного минерала) также увеличивает магнитную восприимчивость пород [Физические..., 1984]. Данные по магнитной восприимчивости пород подтверждают двухфазное строение интрузива.

Автором была нанесена геофизическая карта на предварительную схему массива (Рисунок 3.3.б), также были вынесены все пробы (2013-2016 гг.), после чего схема строения массива приняла окончательный вид (Рисунок 3.3).

Таблица 3.1.

Магнитная восприимчивость пород массива Орцог-Ула.

Образец	Разновидность породы	Магнитная восприимчивость, $\kappa, 10^{-3}$ СИ	Образец	Разновидность породы	Магнитная восприимчивость, $\kappa, 10^{-3}$ СИ
<i>Породы первой фазы</i>			<i>Породы второй фазы</i>		
V13048	меланогаббро с сульфидами	11.8	V13043	меланогаббро с сульфидами	5.34
V13050	перидотит	46.05	V13044	O1 габбро	2.86
Ч-2-14	габбронорит с сульфидами	3.1	V13045	O1 меланогаббро с сульфидами	3.25
Ч-4-14	Меланократовый троктолит	17.5	V13046	габбро с сульфидами	6.01
Ч-5-14	Плагиперидотит	29.7	V13052	габбро с сульфидами	6.62
Ч-8-14	O1 меланогаббро	0.56	V13056	габбро с сульфидами	2.52
Ч-10-14	O1 мезогаббро	0.18	V13057	Vt-содержащее O1 меланогаббро	1.8
Ч-25-14	Плагиперидотит	28.1	V13058	мезогаббро с сульфидами	6.6
Ч-28-14	амфиболовое габбро	0.18	V13059	меланогаббро с сульфидами	4.68
Ч-30-14	дунит	35.3	V13060	мезогаббро и сульфидами	7.09
Ч-31-14	O1 мезогаббро с сульфидами	3.05	V13062	габбро с сульфидами	2.7
Ч-32-14	амфиболовое габбро	0.22	MO-2-16	лейкогаббро	0.86
Ч-34-14	лейкогаббро	0.65	MO-3-16	Vt-содержащее лейкогаббро	2.38
Ч-36-14	O1 мезогаббро	0.12	MO-4-16	лейкогаббро	1.04
MO-11-16	лейкогаббро	1.12	MO-5-16	Vt-содержащее лейкогаббро	4.94
MO-12-16	лейкогаббро	1.1	MO-6-16	лейкогаббро	0.33
MO-15-16	мезогаббро	0.63	MO-7-16	Vt-содержащее лейкогаббро	4.28
MO-16-16	мезогаббро	0.56	MO-8-16	лейкогаббро	1.43
MO-18-16	мезогаббро	0.58	MO-23-16	Vt-содержащее лейкогаббро	3.25

Примечание: породы от Ч-2-14 до Ч-32-14 не вошли в пределы карты аномальных значений вектора магнитной индукции (Рисунок 3.2).

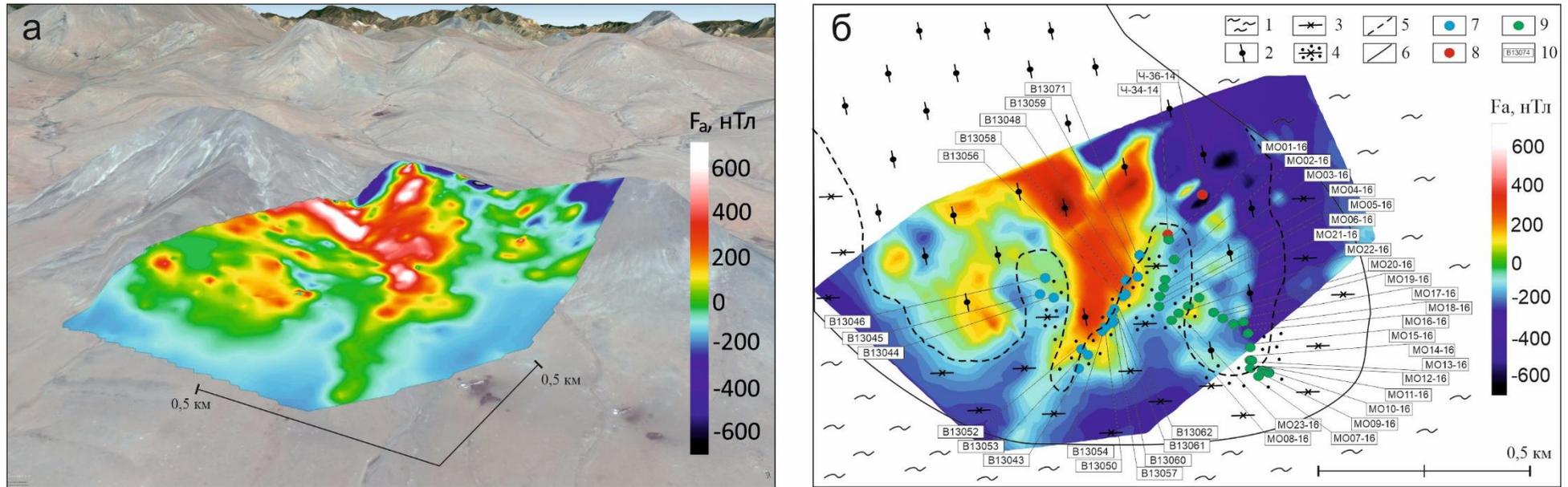


Рисунок 3.2. а) Карта аномальных значений модуля вектора магнитной индукции, совмещенная с рельефом местности. б) Карта аномальных значений модуля вектора магнитной индукции, совмещенная со схемой массива по нашим данным: 1 - кристаллические сланцы и гнейсы; 2 - габброиды первой фазы; 3 - габброиды второй фазы; 4 - габброиды с сульфидной вкрапленностью; 5 - граница между фазами; 6 - граница с вмещающими породами; 7 - образцы за 2013 год, 8 - образцы за 2014 год, 9 - образцы за 2016 год, 10 – номер образца.

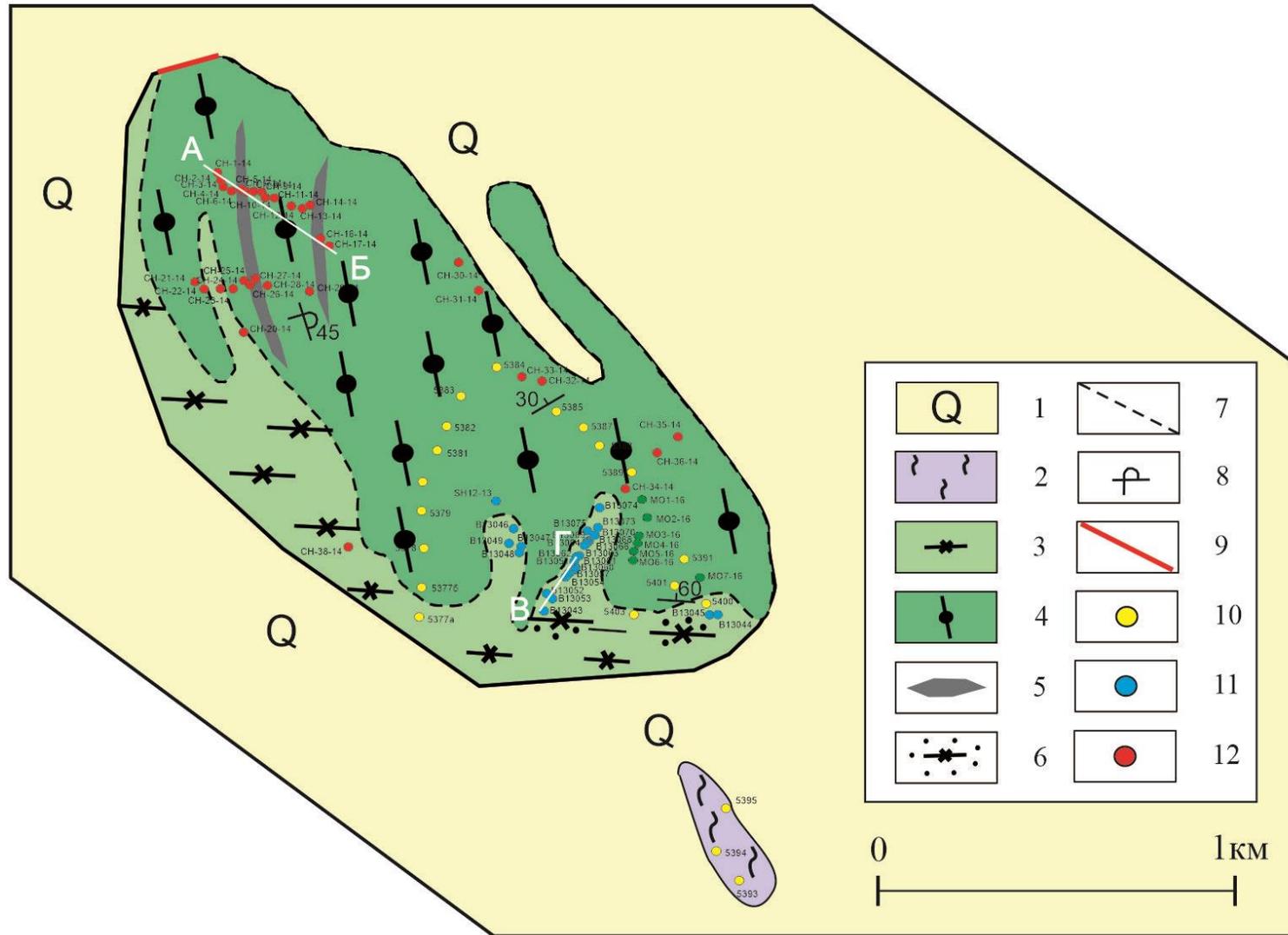


Рисунок 3.3. Схема геологического строения массива Ордог-Ула: 1 - четвертичные отложения; 2 - кристаллические сланцы и гнейсы; 3 - габброиды второй фазы; 4 - габброиды первой фазы; 5 - ультрамафиты; 6 - габброиды с сульфидной вкрапленностью; 7 - граница между фазами; 8 - опрокинутое залегание; 9 - разлом; 10 - образцы из [Изох и др., 1990]; 11 - образцы за 2013 год; 12 - образцы за 2014 год; АБ и ВГ – линия разреза.

3.1.2. Вещественный состав пород

Петрографическая характеристика пород

Породы первой и второй фаз имеют петрографические и минералогические различия, которые подробно описаны ниже.

Породы, слагающие **первую фазу**, включают четыре условные группы по лейкократовости (Рисунок 3.4.):

Ультрамафитовая группа представлена плагиогарцбургитами и лерцолитами, линзовидные выходы которых находятся в северной части массива. Они характеризуются гипидиоморфной структурой, местами переходящей в пойкилитовую. Плагиогарцбургиты сложены оливином (70-85 об.%), плагиоклазом (5 об.%) и ортопироксеном (10-25 об.%). Лерцолиты состоят из оливина (70 об.%), плагиоклаза (0-5 об.%), ортопироксен (10-15 об.%) и клинопироксена (10-15 об. %), который соответствует диопсиду и авгиту (#Mg = 73-88%).

Субультрамафитовая группа представлена троктолитами (Ol 60 об.%, Pl 25 об.%, Cpx+Opx 10-15 об.%), меланократовыми оливиновыми габбро и габброноритами (Ol 60-80 об.%, Pl 10-30 об.%, Cpx 10-15 об.%; Ol 60-80 об.%, Pl 10-30 об.%, Cpx+Opx 10-15 об.%), которые слагают верхние части ритмов массива Орцог-Ула.

В мафитовую группу входят оливиновые габбро (Ol 5-60 об.%, Pl 10-80 об.%, Cpx 10-40 об.%), среди которых мезократовые являются самыми распространенными породами массива (Рисунок 3.5 д-е), лейкогаббро (Ol 0-5 об.%, Pl 70-90 об.%, Cpx 10-30 об.%) и роговообманковые габбро (Ol 5-30 об.%, Pl 50-70 об.%, Cpx 10-30 об.%, Hbl 5-10 об.%), выделенные по наличию магнезиальной роговой обманки (#Mg 77.3-94.9% ^{IV}Al 0.6-0.2%, Ti 0,08-0,04%).

Анортозитовая группа представлена анортозитами, содержащими более 90 об.% основного плагиоклаза (An₆₅₋₉₀). Анортозиты встречаются в нижних частях (в современных координатах) массива и характеризуются аллотриоморфнозернистой структурой и наибольшей степенью изменения пород.

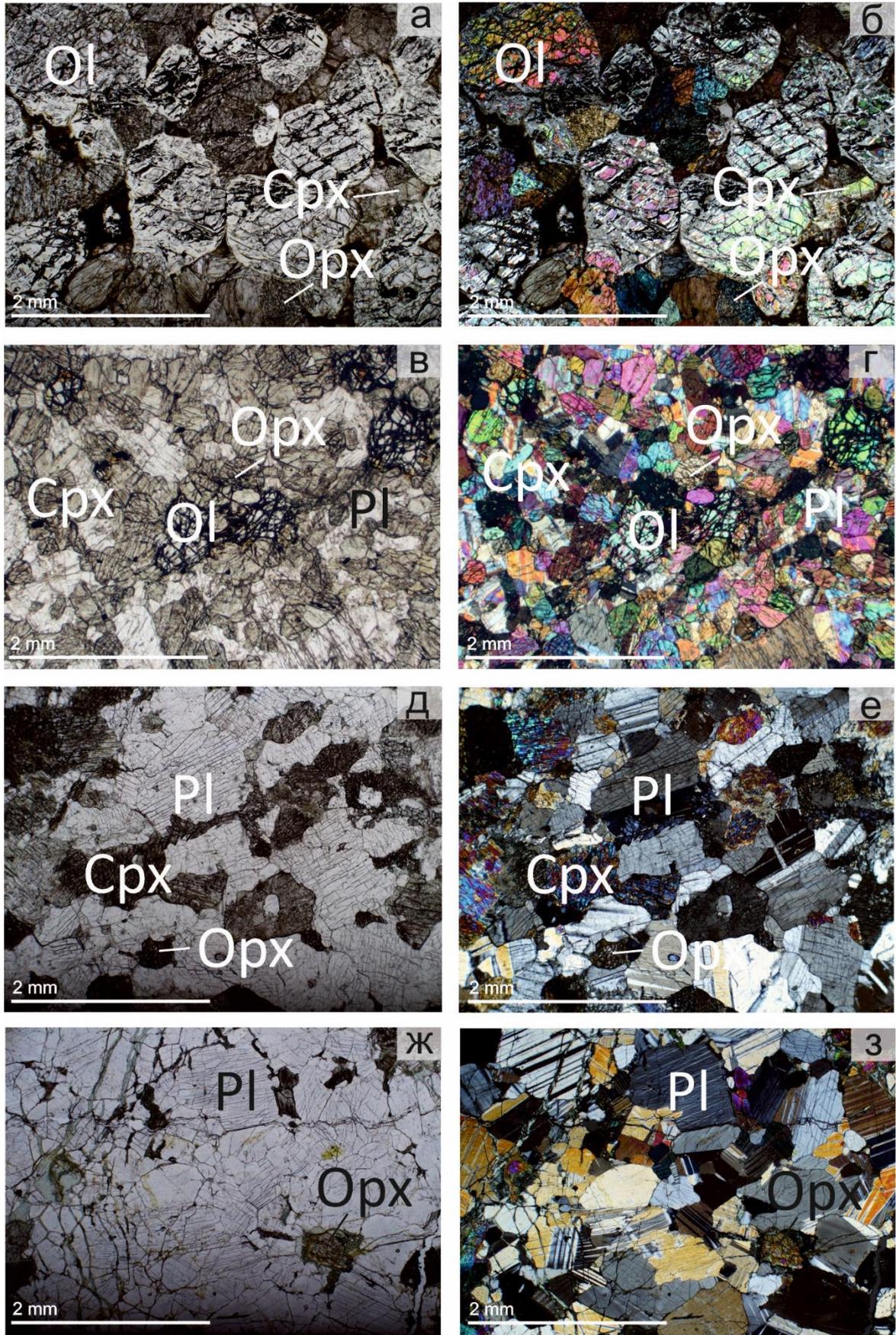


Рисунок 3.4. Фотографии петрографических шлифов пород первой фазы массива Орцог-Ула без анализатора (а,в,д,ж) и с анализатором, в скрещенных николях (б,г,е,з): а,б – перидотит, в, г - меланогаббронорит, д, е - мезократовое оливиновое габбро (обр. Ч-29-14); ж, з – анортозит.

Для пород первой фазы характерна первично-магматическая расслоенность, обусловленная чередованием всех групп пород. Каждый ритм начинается с ультрамафитов или мафитов и заканчивается лейкократовыми породами. В разрезе массива Орцог-Ула наблюдается обратная последовательность пород внутри каждого ритма: основание ритма сложено лейкократовыми разновидностями, верхняя часть ритма – меланократовыми габброидами (Рисунок 3.5). Такую особенность можно объяснить опрокинутым залеганием массива Орцог-Ула.

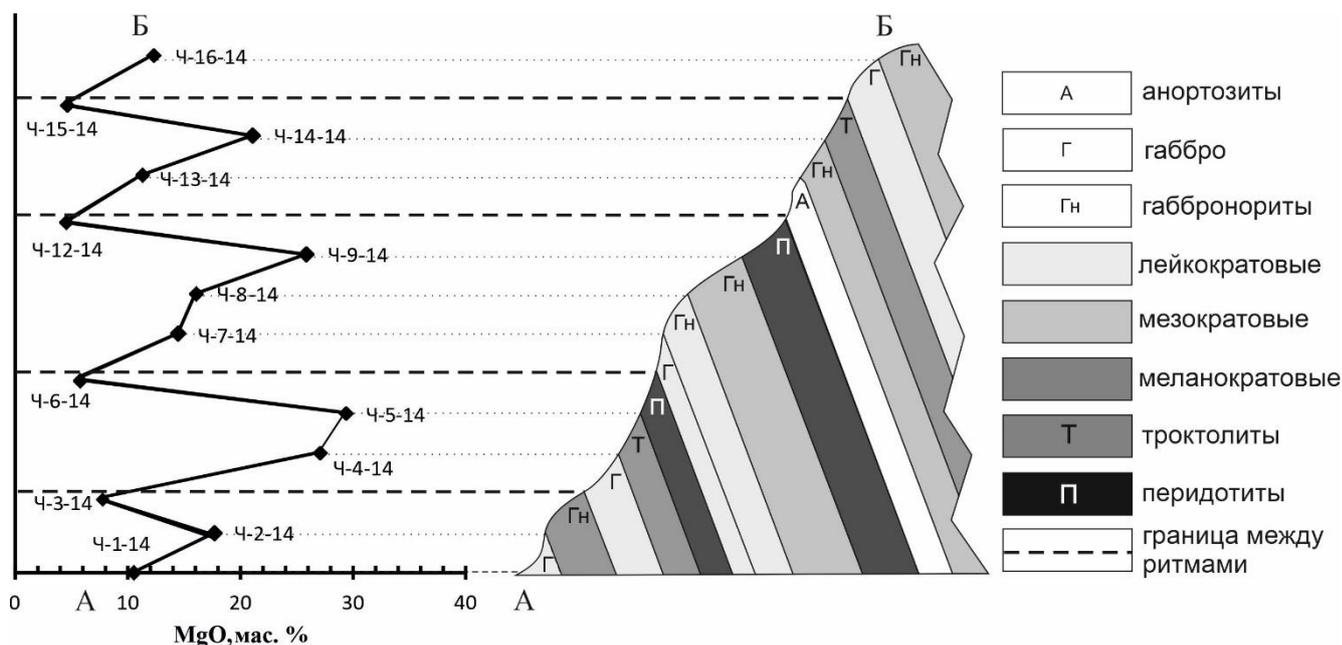


Рисунок 3.5. Диаграмма изменения содержания MgO в породах первой фазы снизу вверх по разрезу А-В (Рисунок 3.3).

Были отобраны пробы по разрезу АБ (Рисунок 3.3) и прослежено изменение петрогенного состава пород первой фазы снизу-вверх (Рисунок 3.6). На данном разрезе мы можем выделить 5 ритмов чередования пород от лейкократовых к меланократовым. Основания каждого ритма сложены лейкократовыми габброидами. В верхних частях каждого ритма лежат меланократовые породы основного состава, выше по разрезу в верхах ритмов встречаются ультраосновные породы (перидотиты). Такое распределение пород (обратное) в расслоенной серии свидетельствует об опрокинутом залегании массива, что не противоречит масштабным структурам Западной Монголии. Обычно в расслоенных массивах наблюдается нормальная последовательность пород от ультраосновных к менее основным (прямое распределение) [Уэйджер, Браун, 1970]. Также замеры

элементов залегания (азимут простираения пород в западной части массива равен 330° с углом 80° - субгоризонтальные; трещиноватость пород в юго-восточной части массива имеет азимут простираения 300° , угол 72° , что не противоречат нашему предположению об опрокинутом залегании массива.

Вторая фаза расположена в юго-западной части массива, и имеет интрузивный контакт с первой фазой. В большинстве случаев контакт между фазами задернован. Породы второй фазы представлены оливиновыми и безоливиновыми габброноритами (*Ol 0-30 об.%, Pl 30-70 об.%, Срх 5-15 об.%, Орх 5-15 об.%, Hbl 0-10 об.%, Vt 10-25 об.%*) и габбро (*Ol 0-50 об.%, Pl 30-70 об.%, Срх 10-20 об.%, Орх 0-5 об.%, Hbl 0-10 об.%, Vt 10-25 об.%*). Для габброидов содержание плагиоклаза и, следовательно, степень дифференциации, варьирует незначительно. Наиболее распространенными породами являются мезогаббронориты (*Pl 40-60 об.%*), также встречаются лейкократовые и меланократовые разновидности.

Структура пород габбровая и габброофитовая, но также распространена пойкилитовая, с крупными ойкокристаллами амфибола и биотита (Рисунок 3.6), которые содержат хадакристаллы плагиоклаза, пироксена и оливина. Характерной особенностью пород второй фазы является наличие первично-магматического биотита и амфибола. Содержания минералов варьируют в широких пределах и достигают 25 об. % (Vt) и 10 об. % (Amp), соответственно.

Породообразующие минералы

Оливин (Ol) является породообразующим минералом обеих фаз. В лерцолитах и плагиогарцбургитах первой фазы содержится до 75 об.% оливина, а в габброидах по мере увеличения лейкократовости количество оливина уменьшается вплоть до полного его отсутствия в лейкогаббро, роговообманковых габбро и анортозитах. Обычно он идиоморфен по отношению к остальным минералам и в большинстве случаев частично серпентинизирован с образованием петельчатой структуры. Размер кристаллов оливина достигает 3 мм. По составу он относится к гиалосидериту и хризолиту с Fo_{63-83} для 1-ой фазы [Изох и др., 1990] и

For₇₃₋₈₂ - для 2-ой (Рисунок 3.7 а, Приложение 1.1). В габброноритах 1-ой фазы были встречены зерна оливина с мелкими включениями (до 0,25 мм) зеленой шпинели (герцинит). Для пород 2-ой фазы характерен оливин с каймами ортопироксена и клинопироксена.

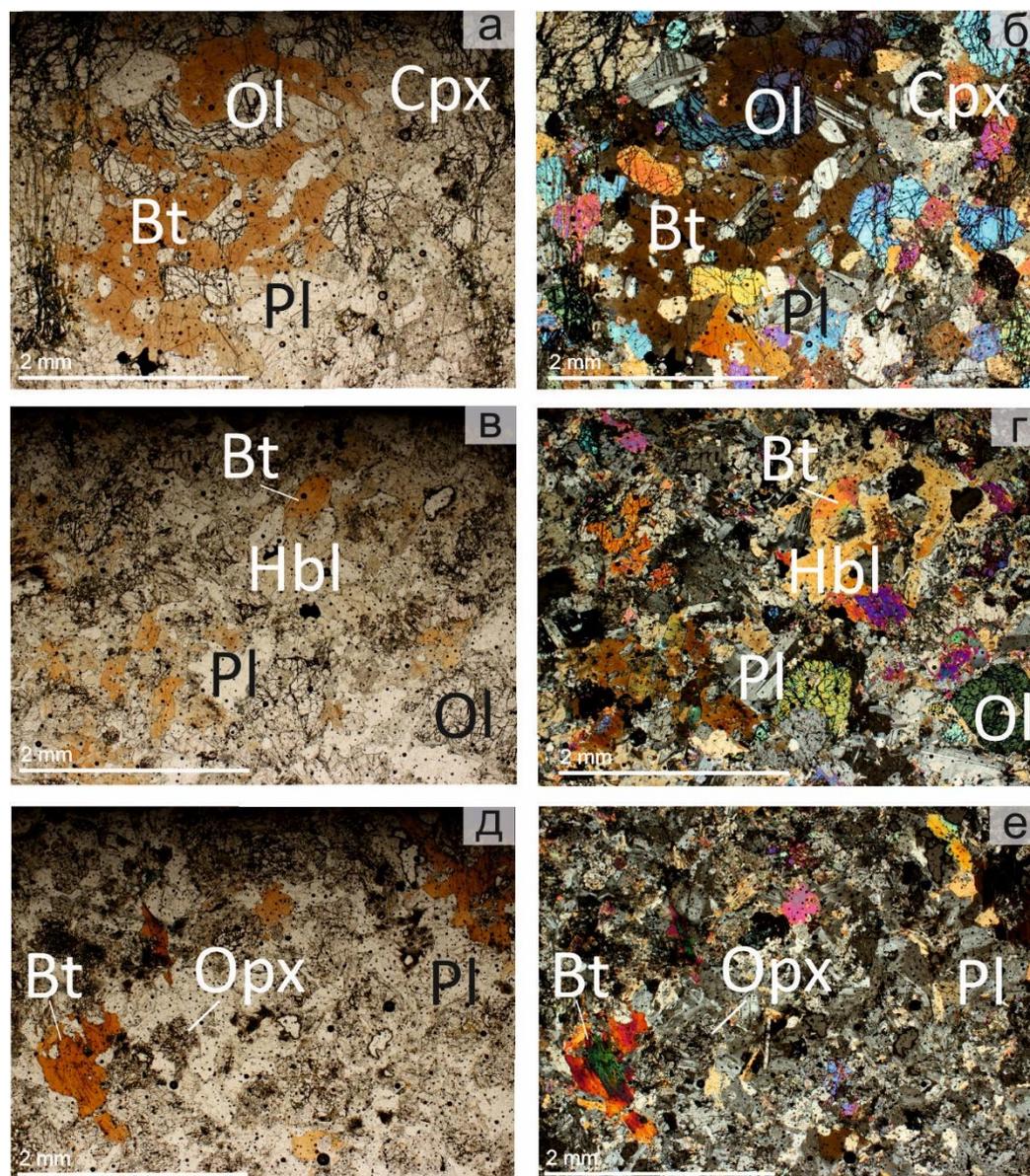


Рисунок 3.6. Фотографии петрографических шлифов пород второй фазы массива Орцог-Ула без анализатора (а,в,д) и с анализатором, в скрещенных николях (б,г,е): а,б – Bt-содержащее мезогаббро (обр. В13043); в,г – Bt-Hbl мезогаббро (обр. В-13057); д,е - Bt-содержащий мезогаббронорит (обр. В-13061).

Плагиоклаз (Pl) – наиболее распространенный минерал, присутствует во всех породах массива Орцог-Ула в различных количествах (от 5 об.% в плагиоперидотитах до почти 100 об.% в анортозитах). Содержание An в проанализированных зернах плагиоклаза варьирует от An₇₅ до An₉₈ для пород 1-ой

фазы и An_{77} - An_{96} для габброидов 2-ой фазы, что соответствует анортиту и битовниту (Рисунок 3.7 в, Приложение 1.2). Для плагиоклаза в ультрамафитовой группе пород характерны ксеноморфные кристаллы, а в лейко-, и мезократовых габброидах 2-ой фазы он образует лейсты, формирующие пойкилоофитовую структуру с ойкокристаллами пироксена и амфибола. Иногда плагиоклаз замещен соссюритом; в анортозитах количество измененного плагиоклаза выше, чем в габброидах.

Ортопироксен (Orx) находится в виде мелких (до 2 мм) округлых, призматических кристаллов, чаще неправильной формы и ксеноморфных по отношению к оливину. По составу Mg# он соответствует энстатиту [Morimoto, 1988] на диаграмме Mg-Fe, как в первой фазе, так и во второй (Рисунок 3.7 б, Приложение 1.3). Ортопироксен встречается в породах второй фазы гораздо чаще, поэтому породы второй фазы в основном сложены габброноритами.

Клинопироксен (Срх) характерен для обеих фаз и присутствует в разном количестве во всех группах пород. Округлые зерна (до 2 мм в поперечнике) Срх обрастают роговой обманкой, образуя венцовую структуру, иногда встречаются мелкие округлые или таблитчатые кристаллы (до 0.5 мм в поперечнике). Срх формирует пойкилитовую структуру с хадакристаллами Pl и Орх. В породах 1-ой фазы образует каемки вокруг ортопироксена, либо вокруг оливина. По составу клинопироксен соответствует диопсиду и авгиту (#Mg = 73-88%) для 1-ой фазы и диопсиду (#Mg = 78-86%) для 2-ой фазы (Рисунок 3.7 б, Приложение 1.4) [Morimoto, 1988].

Амфибол (Amp) в породах 1-ой фазы образует каймы по Срх, а также часто замещает полностью Срх и Орх. Среди амфиболов в породах первой фазы чаще всего встречается магнезиальная роговая обманка (#Mg 77-95% IVAl 0.6-0.2, Ti 0,08-0,04). Были найдены зерна актинолита и тремолита (Приложение 1.5), которые заместили первичные пироксены.

Амфибол является одним из породообразующим минералом для пород 2-ой фазы. Обычно он образует крупные до 3 мм ксеноморфные кристаллы, плеохроирующие от светло-зеленого до буро-зеленого оттенка, и формирует

пойкилитовую структуру, в качестве ойкокристаллов (Рисунок 3.6 в-г). В породах второй фазы обнаружены зерна паргасита и чермакита по номенклатуре [Leake et al., 1997] (Рисунок 3.7 г, Приложение 1.6), но наиболее распространенной является роговая обманка.

Содержание TiO_2 в амфиболах первой и второй фазы отличаются: для первой фазы характерны низкие содержания (от 0,02 до 1,08 мас.%), тогда как для второй фазы содержания TiO_2 достигают 3,21 мас.%. Это свидетельствует о его первично-магматическом происхождении [Туркина, 2014].

Биотит (Bt) встречается только в породах второй фазы и кристаллизуется в виде чешуйчатых кристаллов до 1,5 мм, плеохроирующих по биотитовой схеме от бледно-желтого до темно-коричневого с характерным красноватым оттенком. Образует пойкилитовую структуру с Орх, Срх и Р1 (Рисунок 3.5 д-е), иногда образует хадакристаллы в Срх. Состав минерала (Приложение 1.7) относится к флогопитовому крайнему члену серии биотита на тройной диаграмме для железомagneзиальных слюд в координатах Mg-Fe-Al (MgO 19,6 мас.%) (Рисунок 3.7 д). Содержание титана в биотите высокое, достигает 3,01 мас.%, что свидетельствует о его магматическом происхождении.

К аксессуарным минералам пород второй фазы массива Орцог-Ула относится апатит. Зерна апатита вытянутые, не превышают 1 мм, находятся в интерстициях породообразующих минералов.

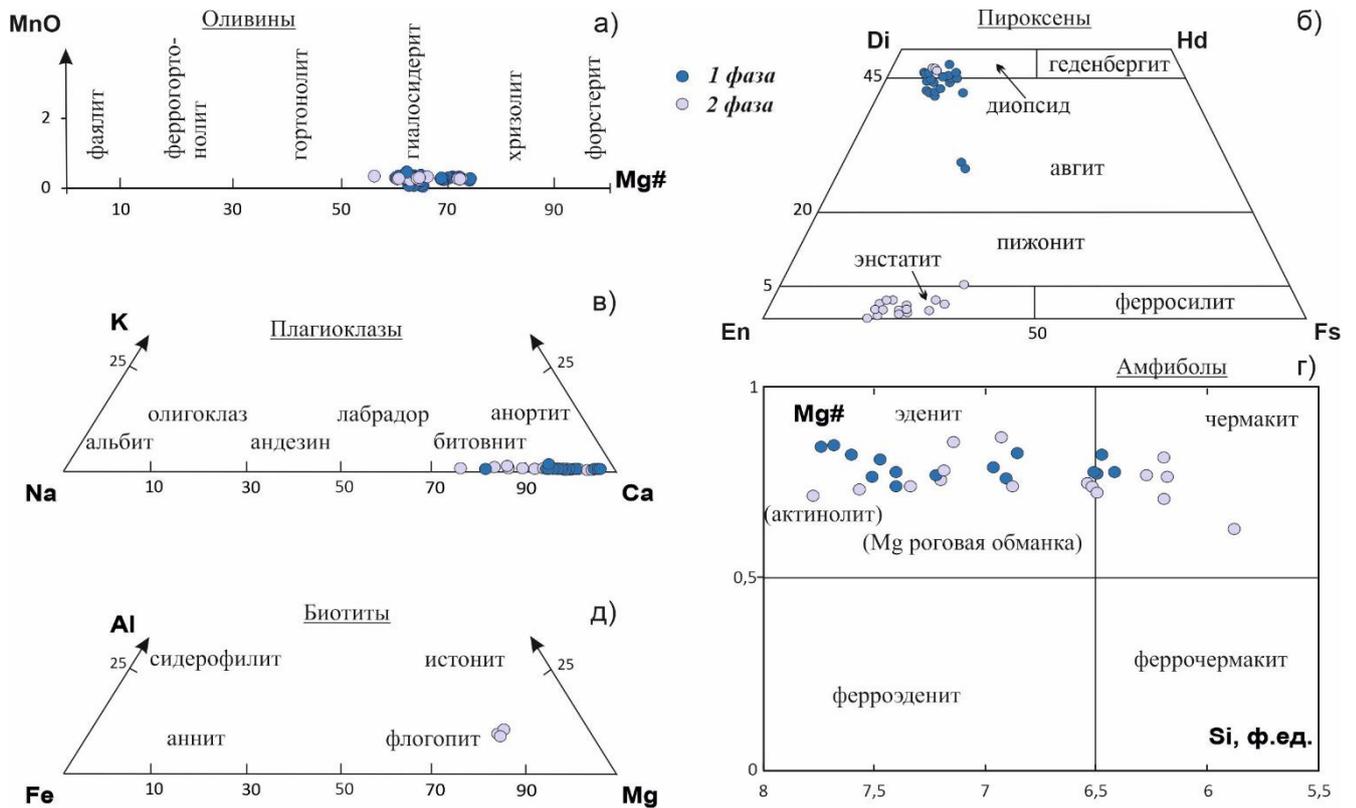


Рисунок 3.7. Составы породообразующих минералов из обеих фаз массива Орцог-Ула: а) оливина [Лодочников, 1974]; б) пироксена [Morimoto, 1988]; в) плагиоклаза [Бетехтин, 1951]; г) амфибола [Leake et al., 1997]; д) биотита [Rieder et al., 1998].

Петрохимическая характеристика

По петрохимическим характеристикам породы массива Орцог-Ула соответствуют ультраосновным и основным с вариациями SiO_2 от 36 до 48 мас. % (Рисунок 3.8) и содержанием MgO 5-35 мас. % (1 фаза) и 17-25 мас. % (2 фаза) (Рисунок 3.9, Приложение 1.8). Содержание SiO_2 для пород первой фазы увеличивается от ультрамафитовой группы пород до анортозитов.

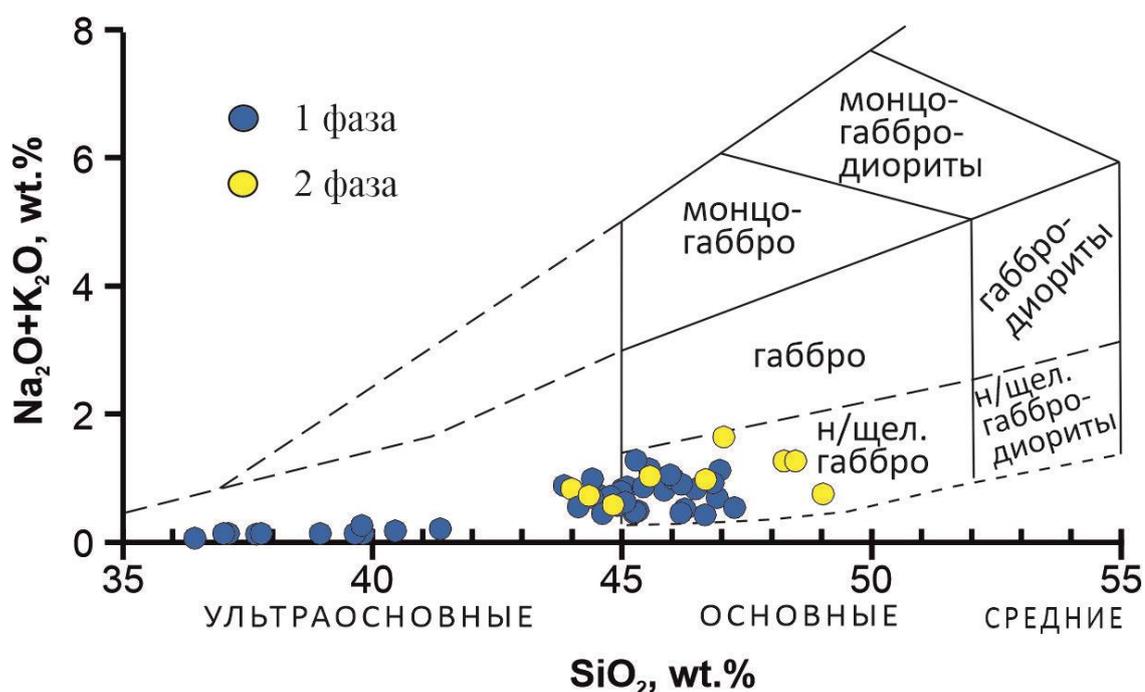


Рисунок 3.8. Диаграмма сумма щелочей – кремнезем (TAS) для химической классификации горных пород массива Орцог-Ула [Шарпенюк и др., 2013].

Основными петрохимическими особенностями пород интрузива являются увеличение содержаний SiO_2 , Na_2O и K_2O в процессе кристаллизации (при уменьшении MgO). Это свидетельствует о тенденции накопления щелочей в ходе развития магматической системы. По мере увеличения содержания кремнезема в породах первой и второй фаз вместе с увеличением щелочности увеличиваются содержания Al_2O_3 и TiO_2 . С уменьшением содержания MgO возрастают концентрации Al_2O_3 (Рисунок 3.9 а) и CaO , что обусловлено фракционированием оливина и плагиоклаза (составы минералов вынесены на диаграмму).

При этом к наиболее характерным особенностям следует отнести следующие различия, проявленные между породами первой и второй фаз. На диаграмме MgO – сумма щелочей (Рисунок 3.9 в) наблюдается отрицательная корреляция между этими параметрами для пород первой фазы, а фигуративные точки составов пород второй фазы образуют отдельное поле. Породы 2-ой фазы отличаются от пород 1-ой фазы более высокими содержаниями щелочей, особенно K_2O (до 0.8 мас.% против 0.2 мас.%), а также P_2O_5 , TiO_2 (до 0.06 и 0.5 мас. %, соответственно) при содержании MgO 17-25 мас. % (Рисунок 3.8 в-г). При одинаковом содержании MgO , содержания некогерентных элементов сильно различаются, следовательно,

породы обеих фаз не могут являться производными одного расплава. Обогащенность пород второй фазы титаном, фосфором и щелочами и особенно калием, отражается в их минеральном составе – присутствии биотита, акцессорных минералов (апатит, Ti-магнетит), а также Ti-содержащего клинопироксена (TiO_2 до 0,56 мас.%).

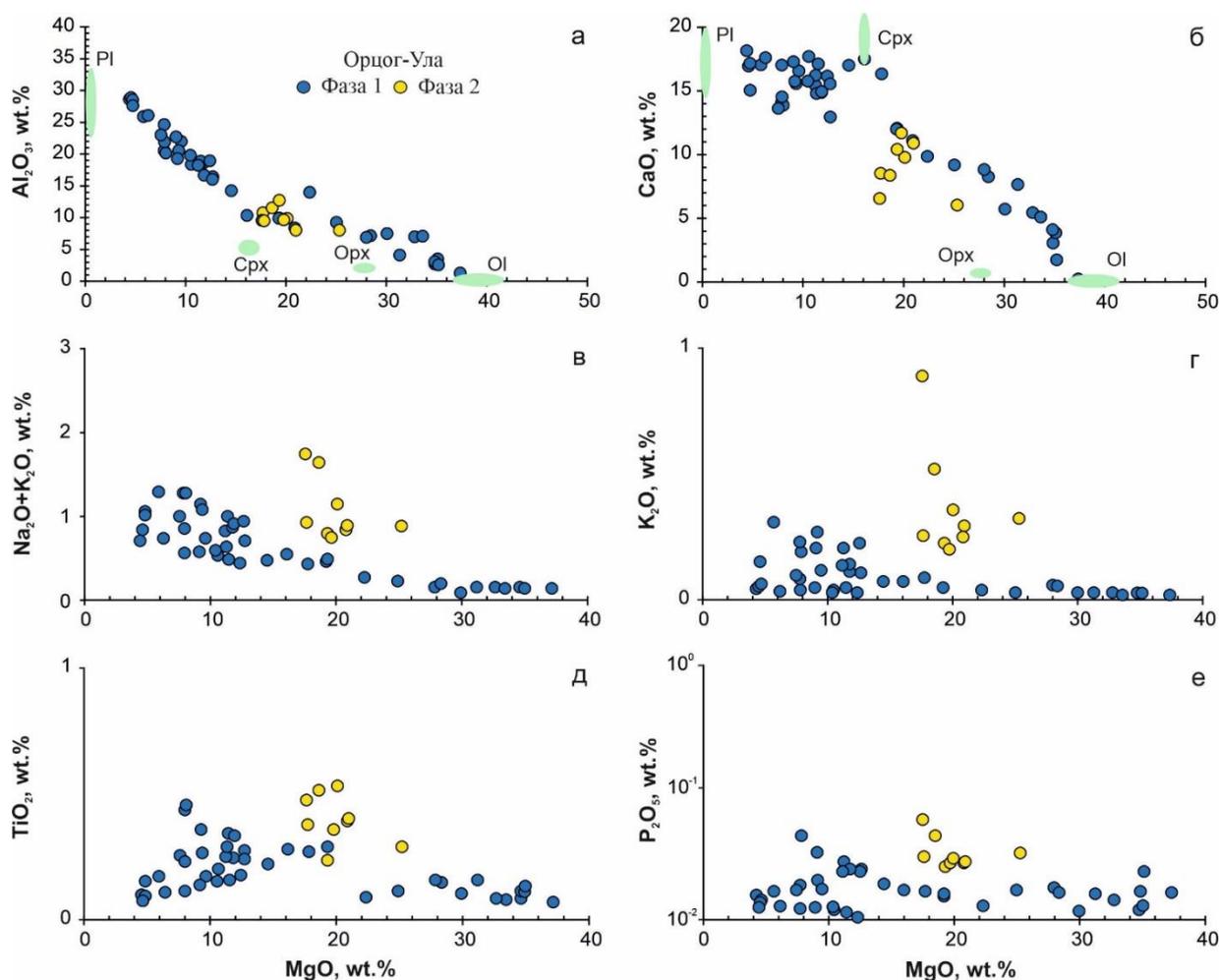


Рисунок 3.9. Составы пород массива Орцог-Ула на петрохимических диаграммах: а) MgO - Al_2O_3 ; б) MgO - CaO ; в) MgO - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; г) MgO - K_2O ; д) MgO - TiO_2 ; е) MgO - P_2O_5 .

Вернемся к разрезу АБ для первой фазы массива и проследим изменение петрогенного состава пород в ходе последовательной кристаллизации (Рисунок 3.10 а). Для сравнения со второй фазой представлен разрез ВС (Рисунок 3.3) вкрест простирания пород, и построены графики распределением содержания петрогенных элементов по разрезу (Рисунок 3.10 б). Во-первых, на разрезе пород первой фазы наблюдаем отчетливые ритмы, слагающие расслоенную серию, где внутри каждого ритма идет уменьшение MgO и увеличение Al_2O_3 при фракционной кристаллизации. Для пород второй фазы содержание MgO и Al_2O_3 варьируют в

узких пределах (10-25 мас.% и 10-20 мас.%, соответственно). На диаграммах видим, что уровень содержания K, Ti, P значительно выше во всех породах второй фазы. Заметим, что содержание K в породах второй фазы варьирует в прямой зависимости от количества биотита в породах.

С помощью программы COMAGMAT-5.2.2 [Ariskin et al., 2018] для массива Орцог-Ула получена оценка температуры кристаллизации пород по петрогенным элементам. Были взяты составы пород с низким содержанием MgO (4,35 мас.% - первая фаза), и высоким содержанием MgO (25,27 мас.% - вторая фаза). Для пород первой фазы получена оценка $T = 1388$ °C, а для пород второй фазы $T = 1575,5$ °C.

Геохимическая характеристика пород

Одной из основных геохимических особенностей пород массива Орцог-Ула является их обедненность редкоземельными элементами. Содержание REE не превышают 10-ти хондритовых единиц [Boynnton, 1984], при этом максимальные их концентрации отмечаются в породах 2-ой фазы: в биотитсодержащем рудоносном мезогаббро (Рисунок 3.9 а, Приложение 1.8). В основном для всех пород характерен слабый отрицательный наклон (более выраженный для пород 2-ой фазы) с небольшим обогащением легких редких земель (LREE) с отношением $(La/Yb)_N = 1.3-3.8$, а также плоский спектр для тяжелых редких земель (HREE). Для пород с меньшим содержанием плагиоклаза наблюдается положительный наклон из-за деплетирования LREE ($(La/Yb)_N = 0.5-1.0$). В расслоенной серии пород 1-й фазы внедрения наблюдается общее увеличение концентраций REE от плагиоперидотитов до О1-меланогаббро. Для них характерна положительная Eu аномалия различной интенсивности ($Eu/Eu^* = 1.2-3.8$), зависящая от модального содержания плагиоклаза.

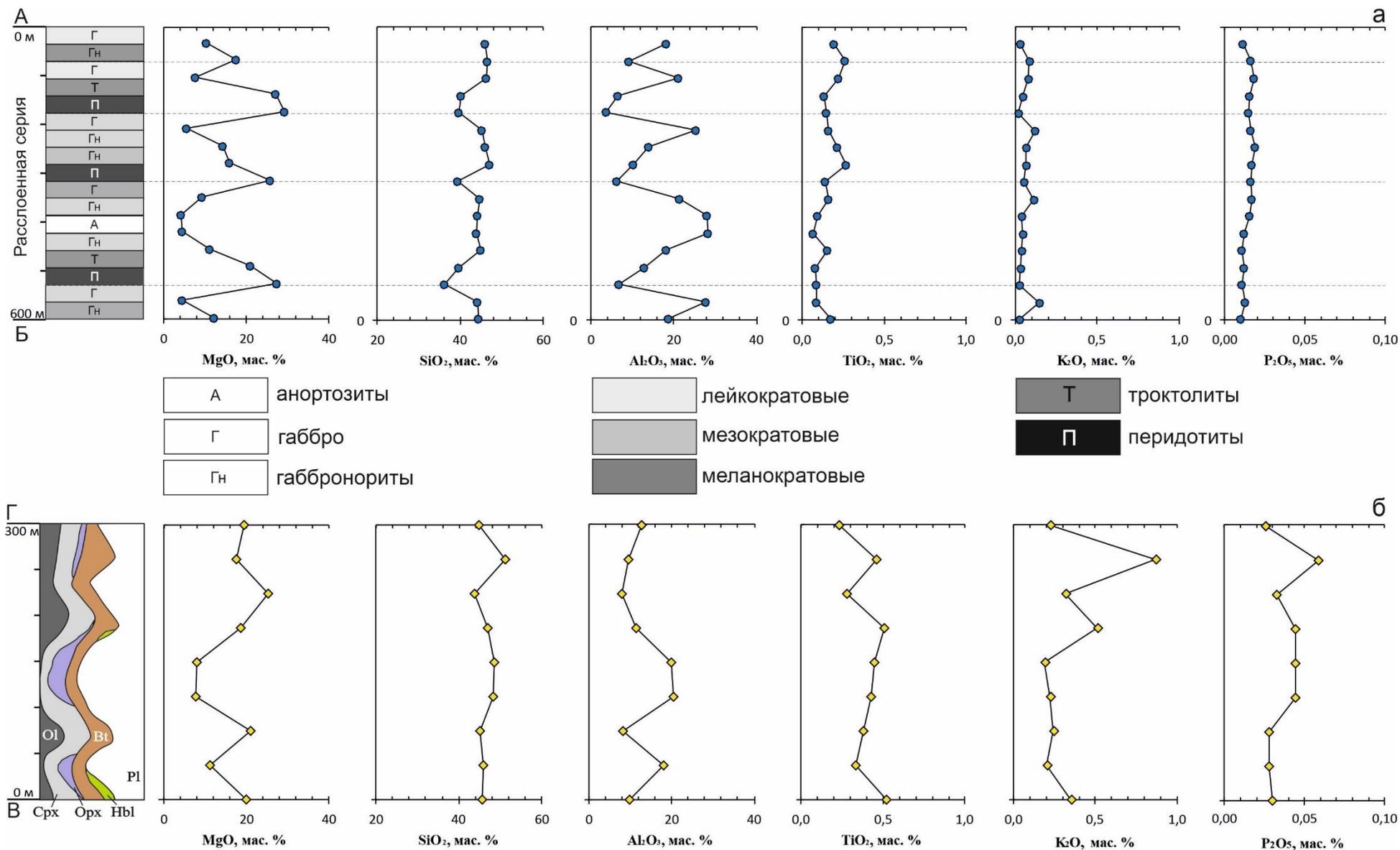


Рисунок 3.10. Схематические разрезы для пород массива Орцог-Ула с распределением главных петрогенных компонентов: а) расслоенная серия первой фазы (разрез А-Б), б) Bt, Hbl-содержащие габбро и габбронориты второй фазы (Б-Г).

Геохимической особенностью пород массива является также их обогащенность в отношении крупноионных литофилов (LILE) (Ba, K) и деплетированность высокозарядных элементов (HFSE) относительно E-MORB [Sun, McDonough, 1989]. Для пород первой фазы выделяются положительные аномалии Sr, и Eu, а также отрицательные аномалии по Th и HFSE, таким как Nb, Zr, Hf. Породы 2-ой фазы на всем спектре характеризуются более высокими содержаниями элементов, нормированных на примитивную мантию [McDonough et al., 1992], относительно пород 1-ой фазы (Рисунок 3.11 б). Для второй фазы характерны слабая положительная аномалия по Sr (относительно 1-ой фазы), и отрицательные по Ta, Nb и Ti.

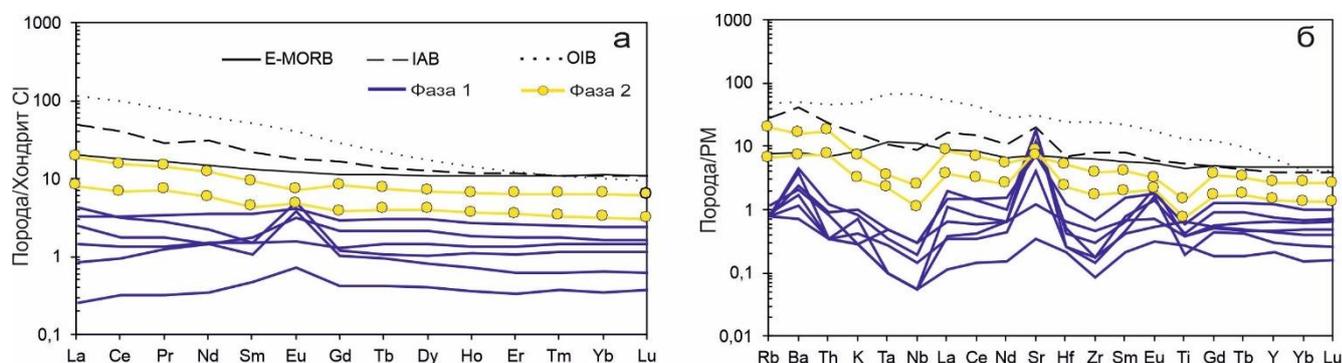


Рисунок. 3.11. а) Спектр распределения REE нормированных на хондрит CI [Boynnton, 1984] для пород массива Орцог-Ула; б) Мультиэлементный спектр, нормированный на состав примитивной мантии [McDonough et al., 1992] для пород массива Орцог-Ула. E-MORB – базальты срединно-океанических хребтов [Sun, McDonough, 1989], IAB – базальты островных дуг [Elliott, 2003], OIB-базальты океанических островов [Sun, McDonough, 1989].

Изотопный состав

Отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.136$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513224$ для пород первой фазы и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.151$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512339$ для пород второй фазы показывают их геохимическое различие. Результаты показали, что породы первой фазы характеризуются положительным $\epsilon\text{Nd} (270\text{Ma}) = +13.5$, а породы второй фазы отрицательным $\epsilon\text{Nd} (270\text{Ma}) = -4.3$. Такие величины ϵNd характерны для деплетированного источника (в первом случае) и обогащенного (во втором случае) [White, Hofmann, 1982].

3.1.3. Возраст

На геологической карте [Хосбаяр и др., 1987] и по ранее опубликованным данным [Изох и др., 1990] массив Орцог-Ула имеет раннепалеозойский возраст (PZ₁). Для уточнения этой датировки были отобраны крупнообъемные пробы оливинового мезократового габбро (Ш20-15) первой фазы и оливинового биотит-содержащего мезогаббро (В13057) второй фазы и проведены геохронологические исследования различными методами (U-Pb и Ar-Ar).

U-Pb-изотопное датирование. Из оливинового мезогаббро второй фазы было выделено несколько зерен циркона (Рисунок 3.12 а) с конкордантным возрастом (Рисунок 3.12 б). Среди выделенных зерен встречаются короткопризматические кристаллы с осцилляторной зональностью в катодолюминесцентном изображении (см Рисунок 3.12 а; зерна 1, 2, 4, 10), реже - зерна обладают ядрами с секториальной зональностью (зерна 6, 7), либо имеют «полосчатую» зональность (зерно 8). Остальные цирконы незональны (зерна 3, 5).

Большинство зерен циркона с осцилляторной зональностью имеют варьирующие концентрации U (320—520 г/т) и Th (150—310 г/т), тогда как незональные цирконы имеют максимальные значения U (1200 г/т) и Th (1300 г/т). Th/U отношения в цирконах соответствуют интервалу значений 0.46–1.1, что характерно для магматических пород [Hoskin, Schaltegger, 2003; Xiang et al., 2011] (Таблица 3.2). Конкордантный возраст для этой группы цирконов равен 272 ± 2 млн. лет (СКВО = 1.12), что соответствует ранней перми.

Ar-Ar-датирование. Для пород обеих фаз дополнительно было получено ³⁹Ar-⁴⁰Ar датирование по амфиболам из оливинового мезогаббро первой фазы и биотитам из оливинового биотит-содержащего мезогаббро второй фазы. В спектрах роговой обманки и биотита были выделены плато (Рисунок 3.12. в, г), характеризующиеся 96 % выделенного ³⁹Ar, соответствующие возрастам 278.7 ± 2.5 млн. лет для первой фазы и 257.3 ± 6.5 млн. лет - для второй. Полученные возраста соответствуют границе ранней и средней перми.

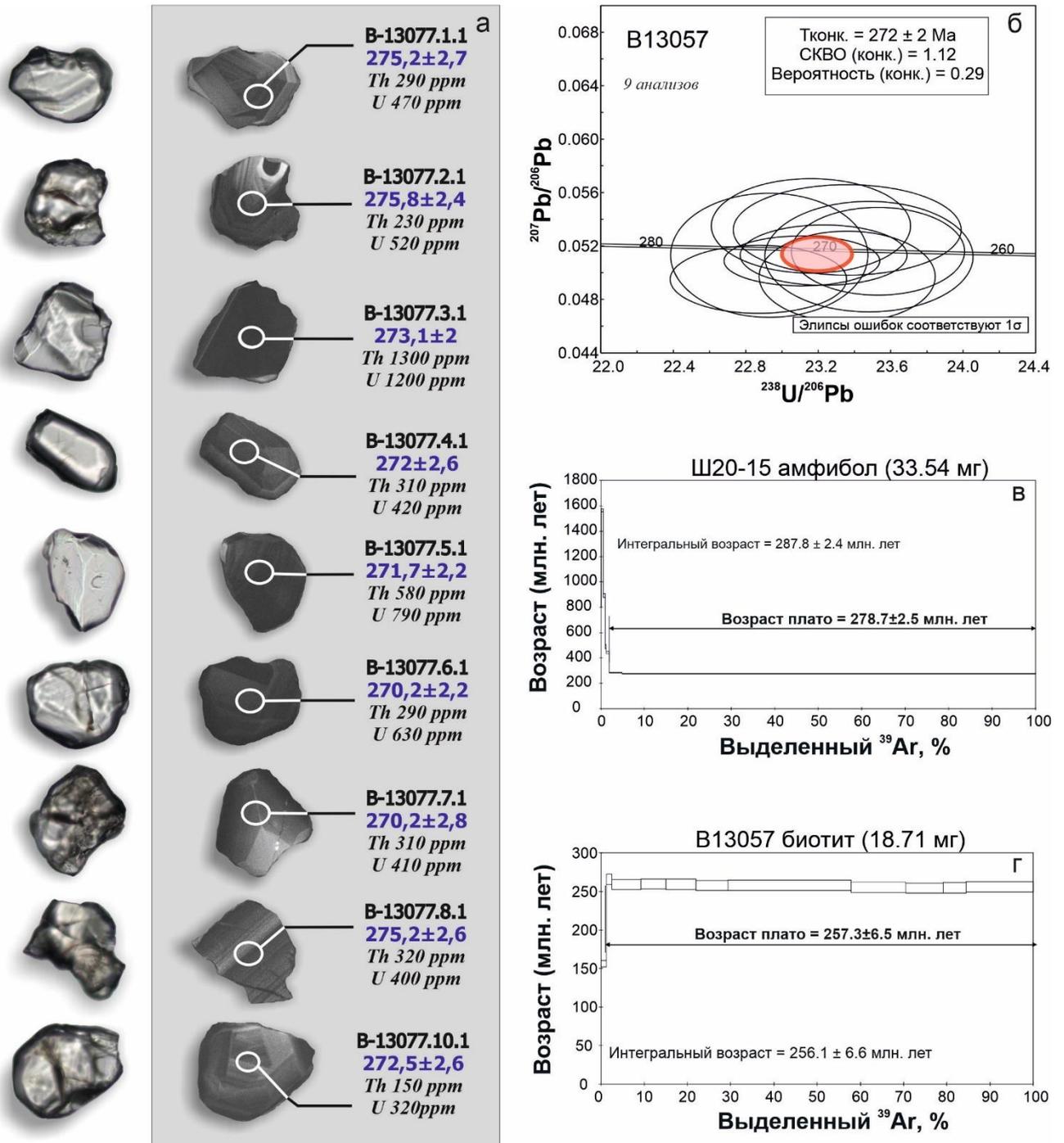


Рисунок 3.12. а) Морфология, внутренне строение и возраст зерен цирконов из оливинового мезогаббро второй фазы массива Орцог-Ула (обр. В13057); левый столбец - отраженный свет, правый - катодолюминесценция; б) диаграмма с конкордией для цирконов второй фазы; в-г - возрастной Ar-Ar спектр ступенчатого отжига: в) амфибола первой фазы (обр. Ш20-15); г) биотита второй фазы (обр. В-13057).

Таблица 3.2.

Изотопный состав и возраст цирконов из мезогаббро второй фазы (обр. В13057) массива Орцог-Ула.

Номер точки	U	Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет			
	г/г	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$				±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$			
1.1	466	0.63	0.63	--	17.4	0.0558	6.4	0.3360	6.5	0.04362	1.00	0,154	275.2	±2.7	446	±140
2.1	518	0.45	0.45	0.04	19.5	0.0495	2.1	0.2981	2.3	0.04372	0.87	0,381	275.8	±2.4	170	± 50
3.1	1212	1.10	1.10	--	45.0	0.0508	1.5	0.3036	1.7	0.04327	0.76	0,460	273.1	±2	235	± 34
4.1	424	0.76	0.76	--	15.6	0.0567	5.4	0.3370	5.5	0.04309	0.98	0,179	272	±2.6	481	±120
5.1	787	0.76	0.76	--	29.1	0.0513	1.8	0.3046	2.0	0.04305	0.81	0,404	271.7	±2.2	255	± 42
6.1	626	0.47	0.47	0.04	23.0	0.0497	2.8	0.2936	3.0	0.04281	0.85	0,286	270.2	±2.2	183	± 66
7.1	410	0.79	0.79	0.13	15.1	0.0532	2.6	0.3138	2.8	0.04280	1.10	0,383	270.2	±2.8	336	± 58
8.1	399	0.82	0.82	--	14.9	0.0513	3.7	0.3090	3.8	0.04361	0.97	0,256	275.2	±2.6	256	± 84
10.1	321	0.46	0.46	--	11.9	0.0535	2.7	0.3185	2.8	0.04317	0.97	0,342	272.5	±2.6	350	± 61

Примечание: Ошибки приведены для интервала 1σ. Pb_c и Pb^* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Ошибка калибровки стандарта составила 0,51%. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

3.2. Перидотит-габбровый массив Дулан-Ула

3.2.1 Геологическое строение

Массив Дулан-Ула расположен в 1,5 км к юго-западу от массива Орцог-Ула (Рисунок 3.13) и относится к Тамирскому комплексу [Поляков и др., 1984], как и Орцог-Ула. Массив представлен расслоенной дифференцированной серией пород, где в основании серии наблюдаются горизонты плагиоверлитов и меланотроктолитов, которые вверх по разрезу сменяются троктолитами, оливковыми габбро и анортозитами [Изох и др., 1990]. Лейкократовые разновидности пород широко представлены в расслоенной серии интрузива. Наиболее распространенными породами являются сильно измененные оливковые мезогаббро со вторичным амфиболом, который замещает пироксен и оливин, образуя венцовую структуру (Рисунок 3.14). Габброиды массива прорваны мелкозернистыми лейкократовыми биотит-мусковитовыми и аляскиотовыми гранитами.

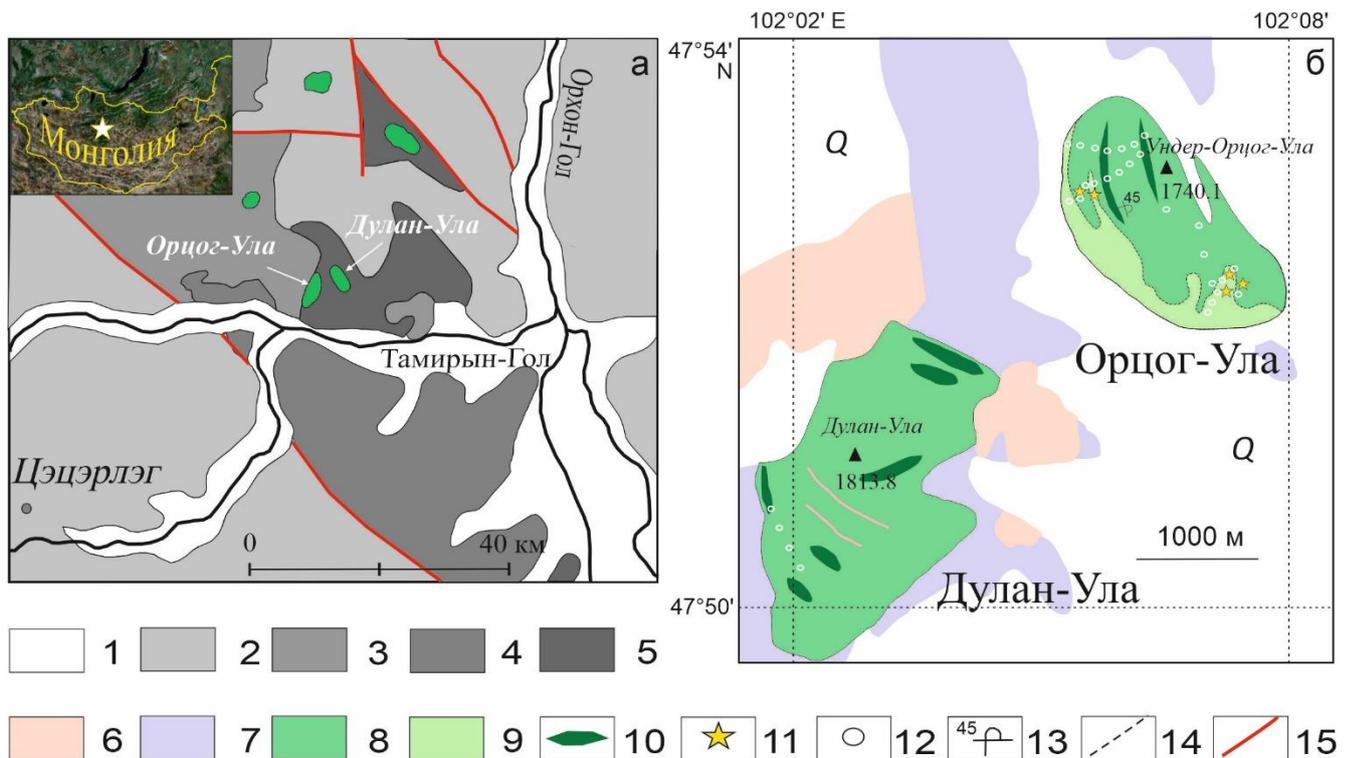


Рисунок 3.13. а) Геологическая схема строения северного склона Хангайского нагорья; б) Схемы строения массивов Орцог-Ула и Дулан-Ула [Изох и др., 1990 с изменениями]. Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – осадочные терригенные породы (PZ₃-MZ₂); 3 – базальты (PZ₃); 4 – зеленые сланцы (R₃-Є₁); 5 – карбонатные породы (R₃-Є₁); 6 – биотит-мусковитовые лейкограниты с гранатом и аляскиотовые граниты; 7 – кристаллические гнейсы и сланцы; 8 – габброиды расслоенной серии; 9 – биотит-содержащие габброиды второй фазы

массива Орцог-Ула; 10 – дуниты и перидотиты; 11 – сульфидная минерализация; 12 – местоположение отобранных проб; 13 – опрокинутое залегание пород; 14 – граница между фазами; 15 – разломы.

Под воздействием гранитоидов габброиды амфиболизированы. Наблюдаются интрузивные контакты габброидов с вмещающими кристаллическими сланцами.

3.2.2. Вещественный состав пород

К ультрамафитовым разновидностям пород массива Дулан-Ула относятся плагиоверлиты, сложенные оливином (70-85 об.%), плагиоклазом (5 об.%) и клинопироксеном (10-25 об.%). Они характеризуются гипидиоморфной структурой, местами переходящей в пойкилитовую. Среди мафитовых разновидностей встречаются оливиновые габбро (Ol 5-60 об.%, Pl 10-80 об.%, Crx 10-40 об.%), по содержанию плагиоклаза выделяем мелано-, мезо- и лейкократовые, наиболее распространенными являются роговообманковые габбро (Ol 5-30 об.%, Pl 50-70 об.%, Crx 10-30 об.%, Hbl 5-10 об.%) (Рисунок 3.14).

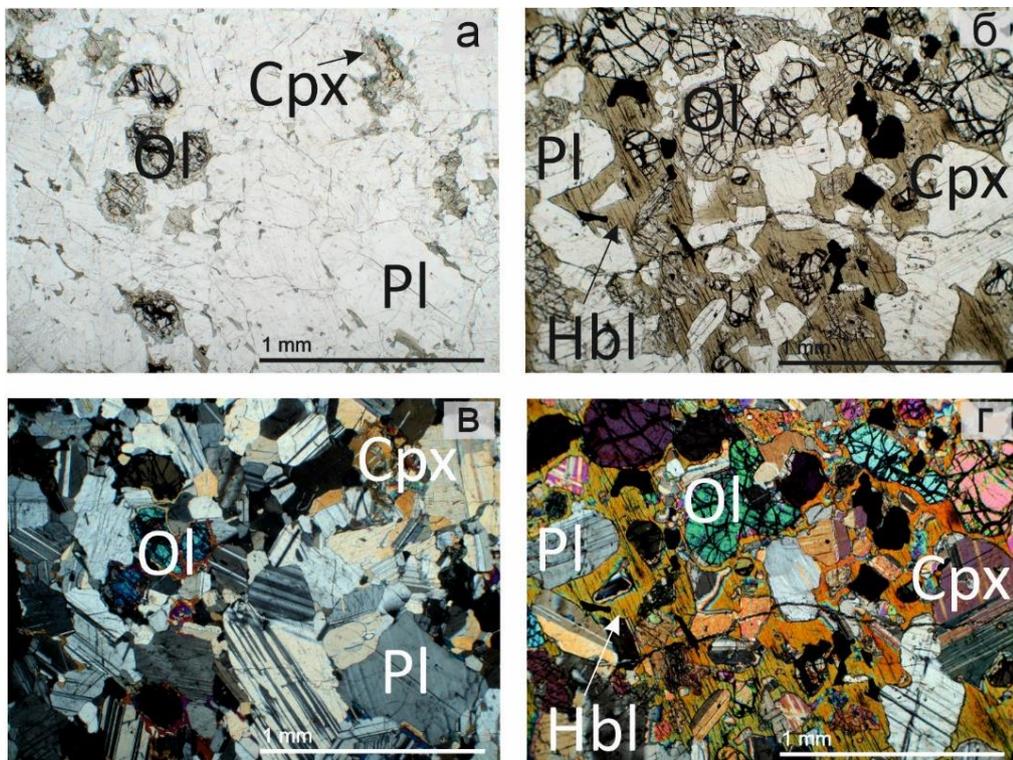


Рисунок 3.14. Фотографии петрографических шлифов пород массива Дулан-Ула без анализатора (а-б) и с анализатором, в скрещенных николях (в-г): а, в – оливиновое габбро; б, г – измененное оливиновое габбро.

По петрохимическим характеристикам породы массива Дулан-Ула соответствуют ультраосновным и основным с вариациями SiO_2 от 38 до 47 мас. % (Рисунок 3.15) и содержанием MgO 5-30 мас. % (Рисунок 3.16, Приложение 2.1).

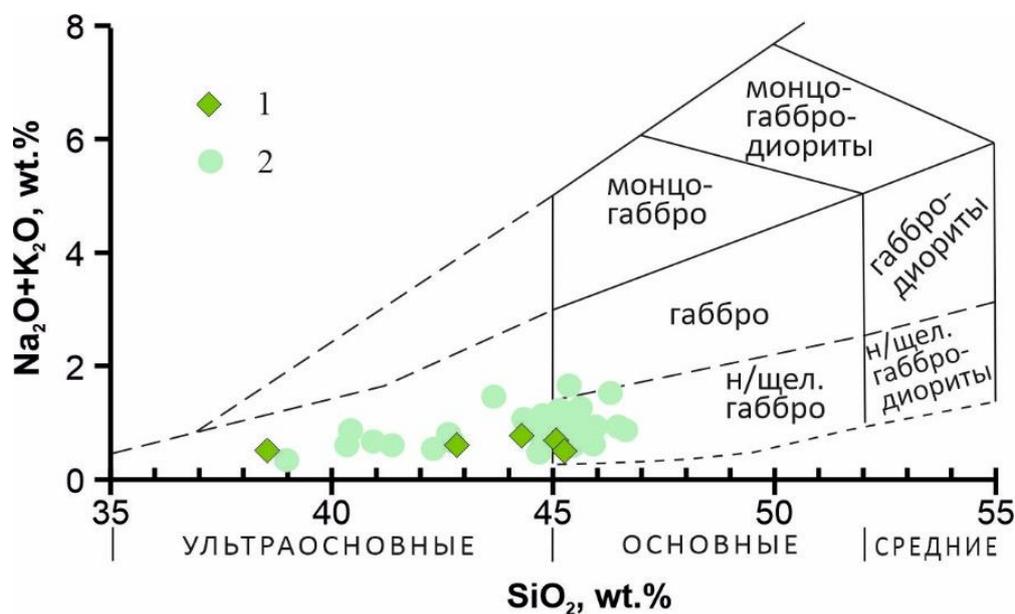


Рисунок 3.15. Диаграмма сумма щелочей – кремнезем (TAS) для химической классификации горных пород массива Дулан-Ула [Шарпенко и др., 2013]. 1 – новые данные, 2 – данные по [Изох и др., 1990].

Содержание SiO_2 для пород расслоенной серии увеличивается от плагиоверлитов до анортозитов. Основными петрохимическими особенностями пород интрузива являются увеличение содержаний SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в процессе кристаллизации, как и для массива Орцог-Ула. С уменьшением содержания MgO возрастают концентрации Al_2O_3 и CaO (Рисунок 3.15 а, б), что указывает на OI-PI тренд фракционирования. Для массива Дулан-Ула характерны повышенные содержания TiO_2 и P_2O_5 (достигает 1,97 и 0,04 мас.%, соответственно), относительно пород массива Орцог-Ула (до 0,52 и 0,02 мас.%, соответственно).

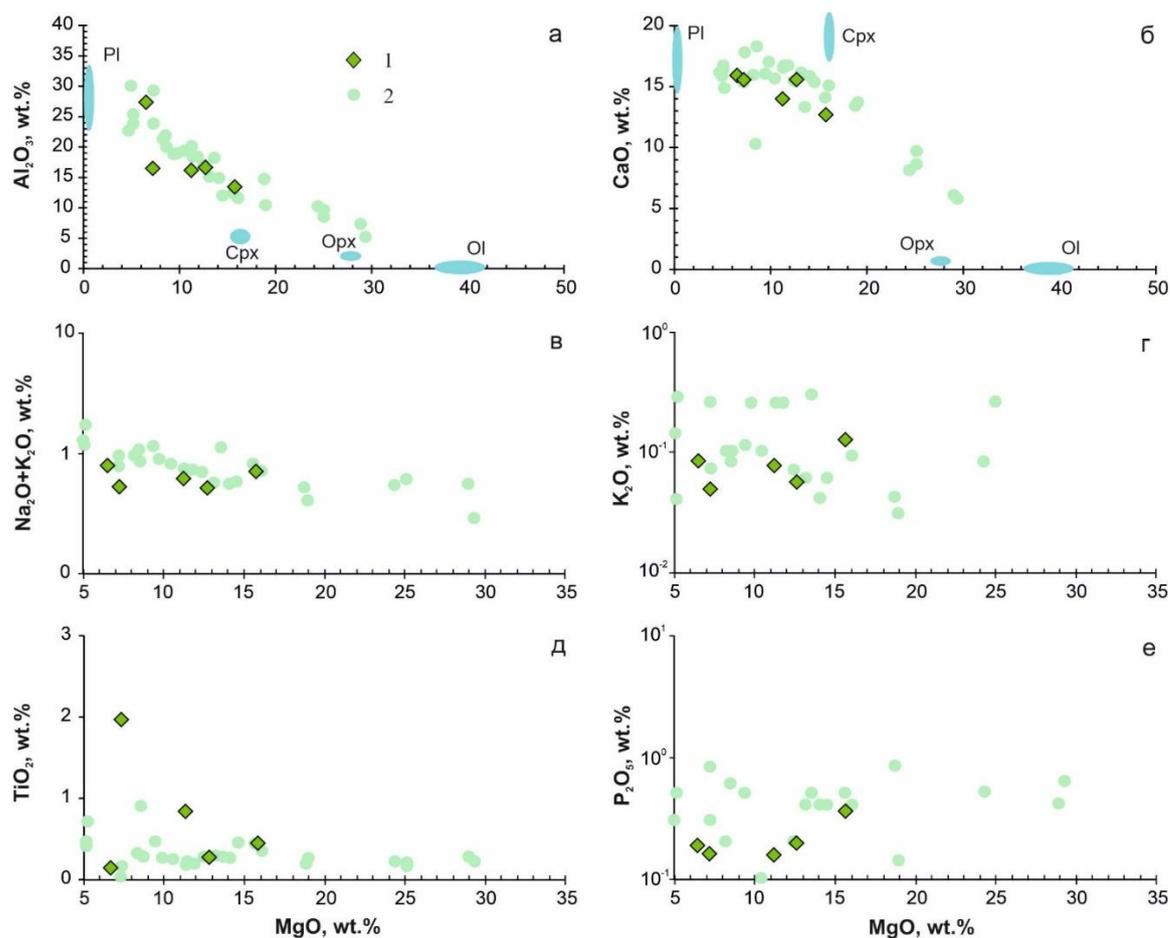


Рисунок 3.16. Составы пород массива Дулан-Ула на петрохимических диаграммах: а) MgO - Al₂O₃; б) MgO - CaO; в) MgO - (Na₂O + K₂O); г) MgO - K₂O; д) MgO - TiO₂; е) MgO - P₂O₅. 1 – новые данные, 2 – данные по [Изох и др., 1990].

Геохимической особенностью пород является обедненность редкоземельными элементами, где содержание REE не превышает 10-ти хондритовых единиц [Boynnton, 1984]. Для всех пород характерна слабая положительная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 1.0-1.8$) и почти плоский спектр распределения REE с отношением $(La/Yb)_N = 1.2-2.9$.

На мультиэлементном спектре породы деплетированны в отношении LILE и HFSE относительно E-MORB [Sun, McDonough, 1989]. Для пород характерны положительные аномалии Sr, Eu и Ti (Ti только в двух образцах), а также отрицательные аномалии по Th и HFSE, таким как Nb, Zr, Hf и Ti. Таким образом, массив имеет сходное распределение редких и редкоземельных элементов с массивом Орцог-Ула, а именно с первой фазой.

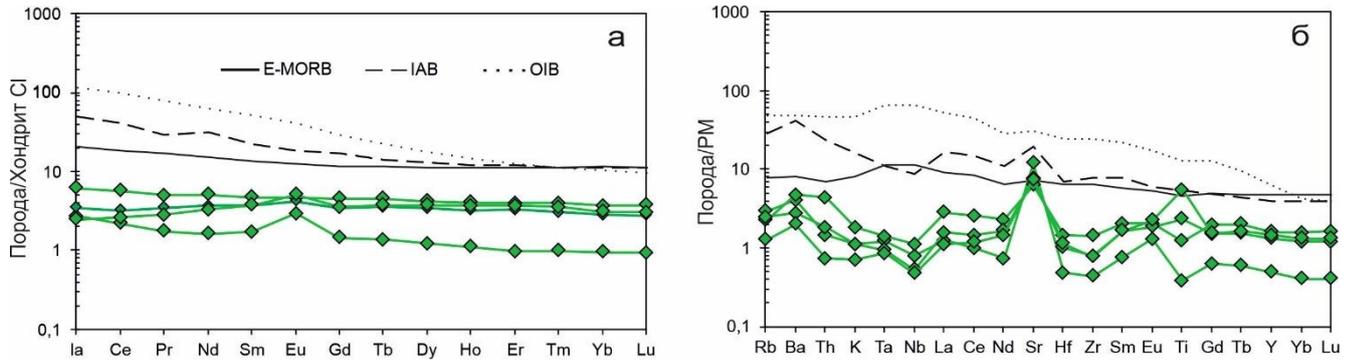


Рисунок 3.17. а) Спектр распределения REE нормированных на хондрит CI [Boynnton, 1984] для пород массива Дулан-Ула; б) Мультиэлементный спектр, нормированный на состав примитивной мантии [McDonough et al., 1992] для пород массива Дулан-Ула. E-MORB – базальты срединно-океанических хребтов [Sun, McDonough, 1989], IAB – базальты островных дуг [Elliott, 2003], OIB-базальты океанических островов [Sun, McDonough, 1989].

3.3. Габброидный массив Манхан-Ула

3.3.1. Геологическое строение

Массив Манхан-Ула был исследован нами впервые во время экспедиционных работ 2016 года. Манхан-Ула оказался одним из немногих габброидных массивов, где обнаружена сульфидная минерализация. Массив расположен на севере Хангайского нагорья (Рисунок 1.4), он прорывает раннепермские граносиениты, гранодиориты и граниты (Рисунок 3.18).

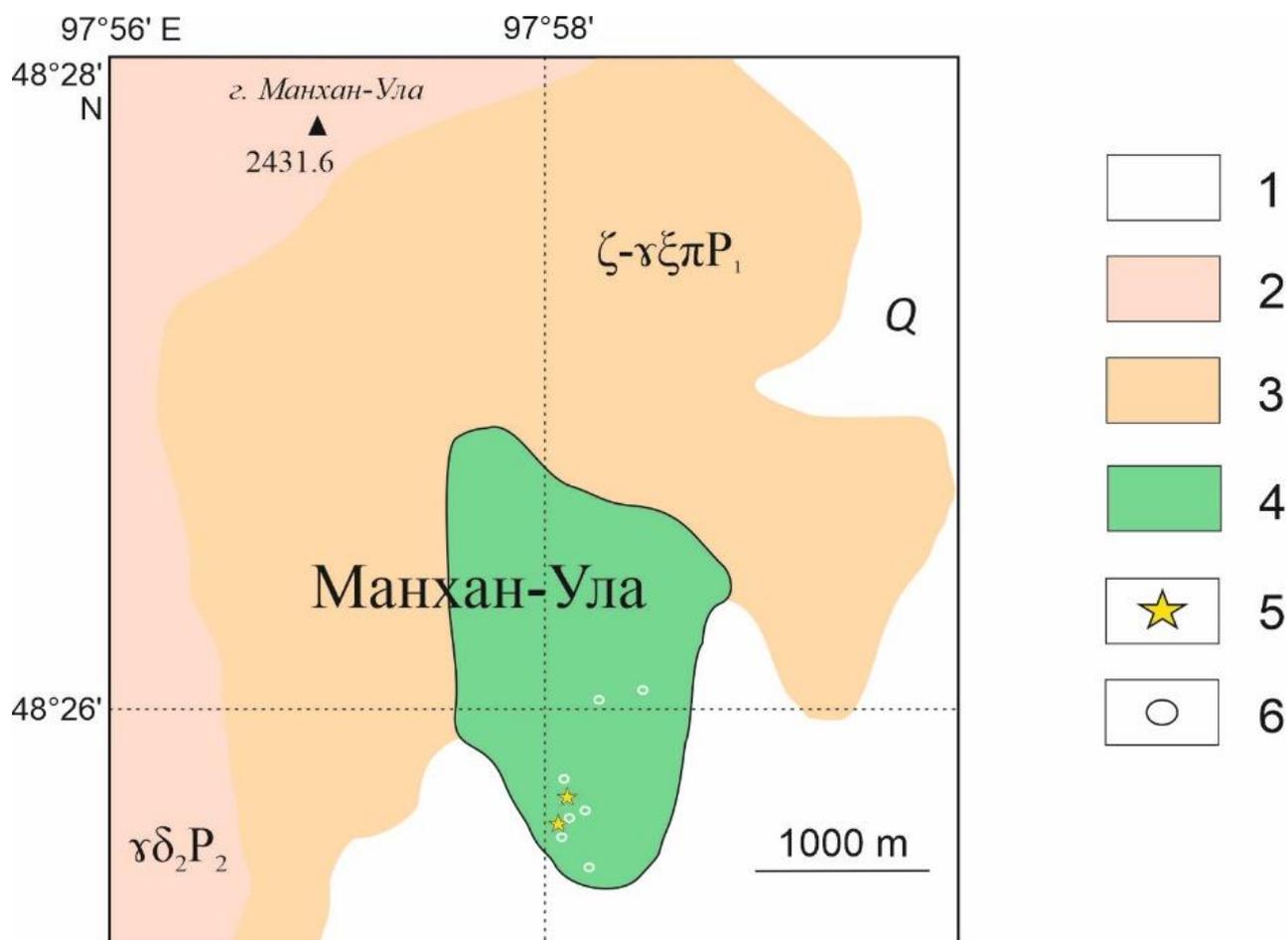


Рисунок. 3.18. Схема расположения и строения массива Манхан-Ула. Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – гранодиориты и граносиениты; 3 – граниты щелочно-полевошпатовые роговообманковые и биотит-роговообманковые субщелочные, гранодиориты, граносиениты; 4 – габброиды массива Манхан-Ула; 5 – сульфидная минерализация; 6 – местоположение отобранных проб.

Массив представлен в основном ультраосновными и основными породами (Рисунок 3.19), причем основные породы существенно безоливиновые, либо с низким его содержанием (до 5%). Среди ультраосновных пород наблюдаем плагиоклазовые гарцбургиты (Ol 40-45 об.%, Pl 10 об.%, Orx 50-60 об.%), среди

средних пород - оливиновые и безоливиновые габбро (*Ol* 0-15 об.%, *Pl* 25-70 об.%, *Срх* 10-25 об.%, *Орх* 0-5 об.%) и габбронориты (*Ol* 0-15 об.%, *Pl* 25-70 об.%, *Срх* 5-25 об.%, *Орх* 20-30 об.%), с преобладанием вторых (Рисунок 3.19 б). Часто встречаются мелкозернистые габбро и габбронориты с пойкилитовой роговой обманкой (Рисунок 3.19 в). Породообразующими минералами являются оливин, плагиоклаз и пироксен, в габброноритах преобладает ортопироксен. Роговая обманка встречается в мелкозернистом мезогаббро и образует ойкокрсталлы, формируя пойкилитовую структуру.

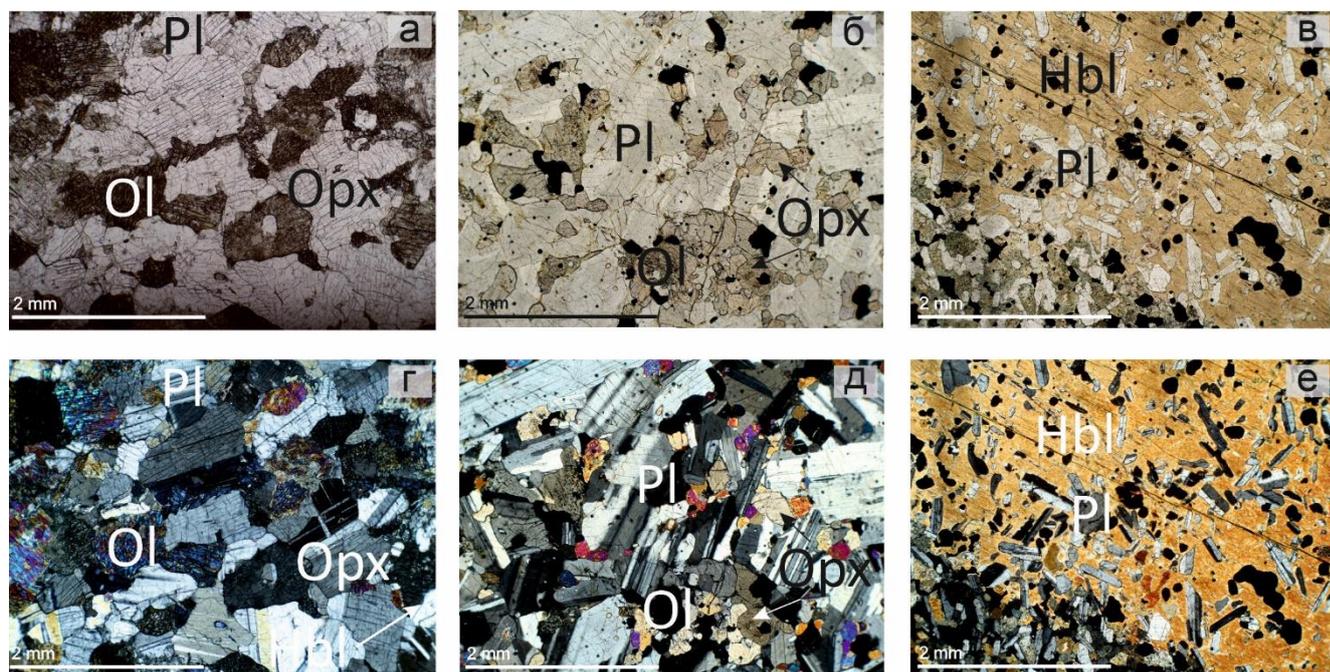


Рисунок 3.19. Фотографии петрографических шлифов пород массива Манхан-Ула без анализатора (а-в) и с анализатором, в скрещенных николях (г-е): а, г – плагиогарцбургит; б, д – оливиновый габбронорит; в, е – мелкозернистое Нbl-лейкогаббро.

3.3.2. Вещественный состав пород

По петрохимическому составу породы массива Манхан-Ула относятся к ультраосновным и основным породам нормального ряда с содержанием SiO_2 38-48 мас.% и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 1,31-3,10 мас.%. Содержание MgO колеблется в узких пределах (4,00–7,90 мас. %), при этом породы имеют несколько повышенную щелочность (до 3,10 мас. %) и высокое содержание титана (до 2,2 мас. %) (Приложение 3.1). По сравнению с массивами Орцог-Ула и Дулан-Ула тенденция фракционирования смещена в сторону Pl-Px (Рисунок 3.21 а, б).

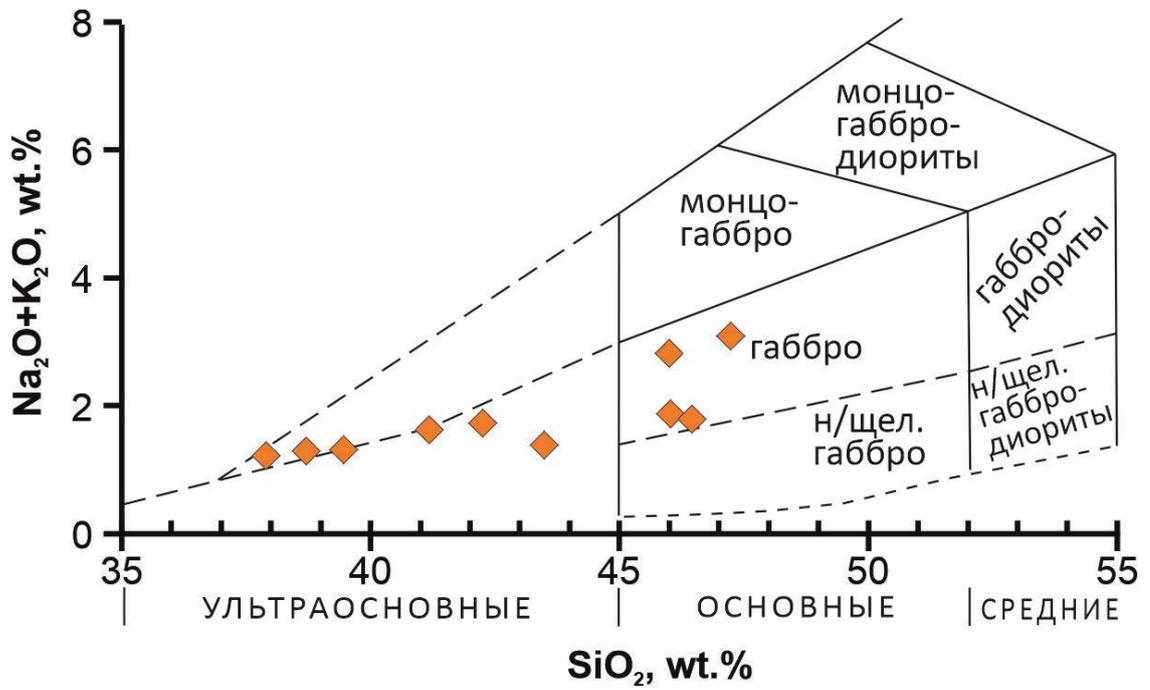


Рисунок 3.20. Диаграмма сумма щелочей – кремнезем (TAS) для химической классификации горных пород массива Манхан-Ула [Шарпенюк и др., 2013].

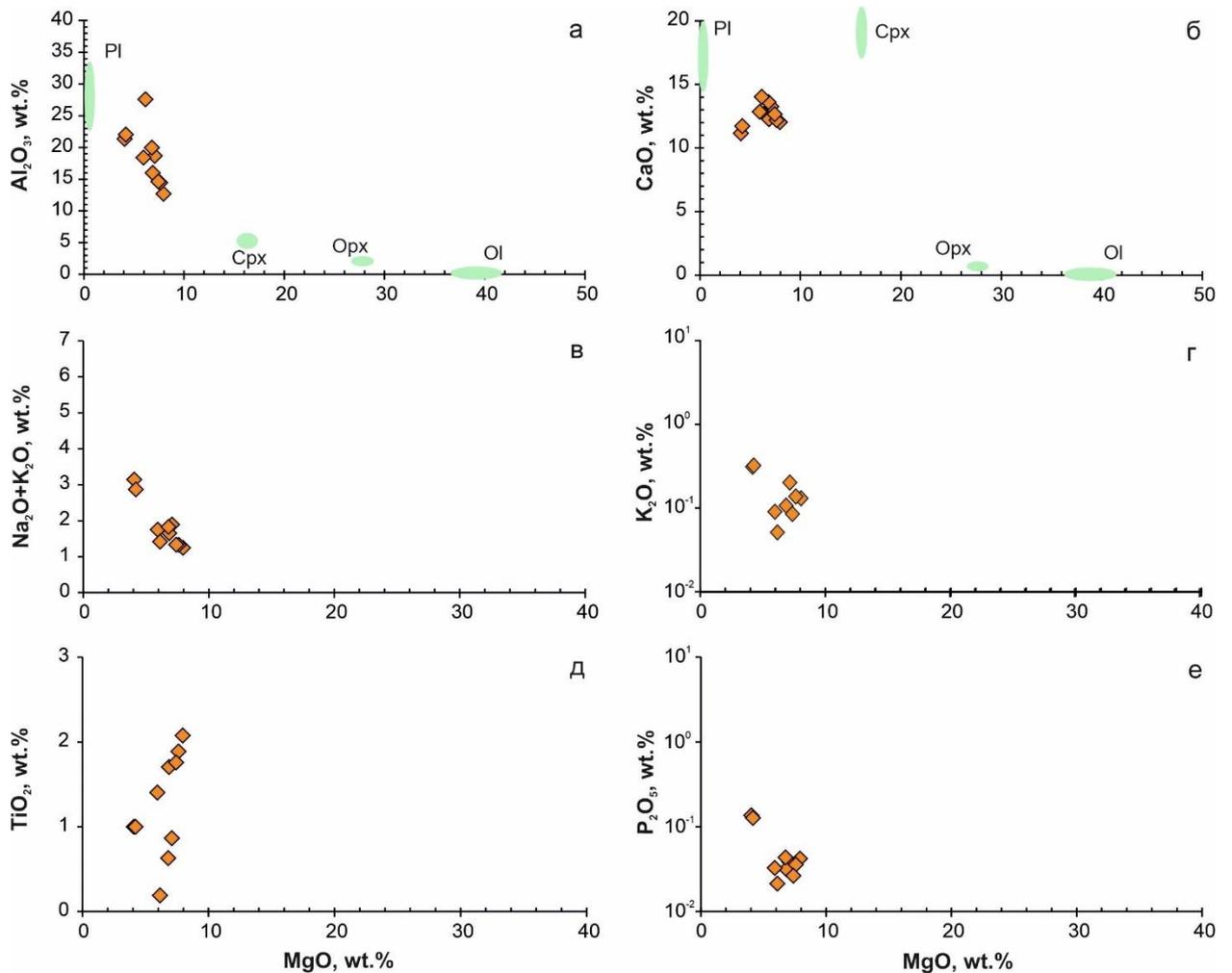


Рисунок 3.21. Составы пород массива Манхан-Ула на петрохимических диаграммах: а) $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$; б) $\text{MgO} - \text{CaO}$; в) $\text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; г) $\text{MgO} - \text{K}_2\text{O}$; д) $\text{MgO} - \text{TiO}_2$; е) $\text{MgO} - \text{P}_2\text{O}_5$.

Основными петрохимическими особенностями пород интрузива являются увеличение содержаний SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ в процессе кристаллизации (при уменьшении MgO). Это свидетельствует о тенденции накопления щелочей в ходе развития магматической системы. По мере увеличения содержания кремнезема в породах массива вместе с увеличением щелочности увеличиваются содержания TiO_2 и P_2O_5 (Рисунок 3.21 в, д, е). С уменьшением содержания MgO возрастают концентрации Al_2O_3 (Рисунок 3.21 а) и CaO , что обусловлено фракционированием оливина и плагиоклаза (составы минералов вынесены на диаграмму).

Распределение редкоземельных элементов имеет плоскую кривую со слабым отрицательным наклоном (Рисунок 3.22 а) с отношением $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.2-9.1$. Eu максимум проявлен слабо ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.0-2.8$), поскольку массив представлен в основном меланократовыми разновидностями габброидов, с низким содержанием плагиоклаза. Спайдердиаграмма показывает положительные аномалии для Ba и Sr и отрицательные для Nb, Zr и Hf (Рисунок 3.22 б). LILE (кроме Ba), Sr и HFSE истощены относительно MORB.

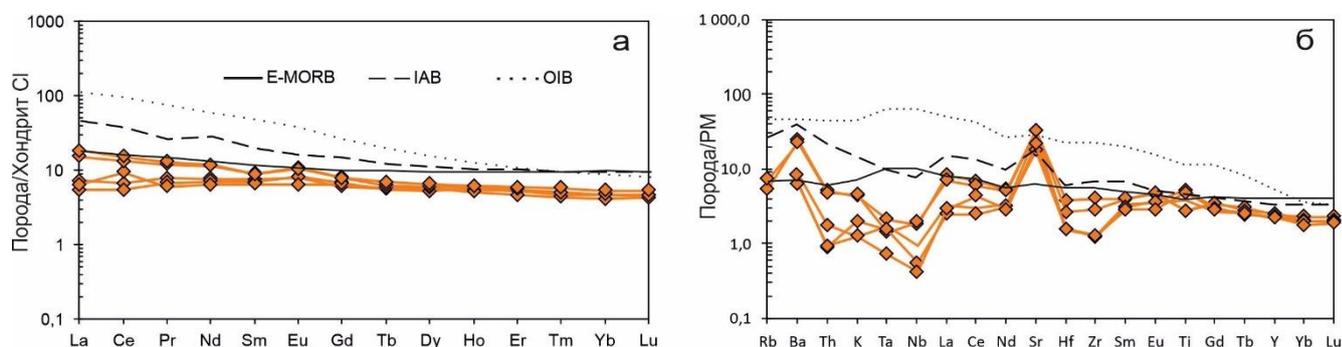


Рисунок 3.22. а) Спектр распределения REE нормированных на хондрит CI [Boynnton, 1984] для пород массива Манхан-Ула; б) Мультиэлементный спектр, нормированный на состав примитивной мантии [McDonough et al., 1992] для пород массива Манхан-Ула. E-MORB – базальты срединно-океанических хребтов [Sun, McDonough, 1989], IAB – базальты островных дуг [Elliott, 2003], OIB-базальты океанических островов [Sun, McDonough, 1989].

Для оливинного мезогаббро (обр. Ш142-17) были получены отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,205$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512694$ и $\epsilon\text{Nd} (260\text{Ma}) = +1.1$, что соответствует слабодеплетированному источнику [White, Hofmann, 1982]. Для этого же образца получены соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,705329$, которые близки к параметрам деплетированной мантии [Zindler, Hart, 1986; Фор, 1989].

3.4. Габбро-монцогаббровый массив Ямат-Ула

3.4.1. Геологическое строение

Массив Ямат-Ула, расположенный на юге исследуемого региона (Рисунок 1.4), представляет собой крупное магматическое тело, масштабы которого полностью не установлены. На карте показана хорошо изученная часть массива (Рисунок 3.23), где породы массива прорывают ранние лейкограниты и гранодиориты. Согласно предыдущим исследованиям [Шелепаев и др., 2015], массив состоит из трех фаз (Рисунок 3.24): ранние ритмично-расслоенные лейкогаббро и анортозиты без биотита (фаза 1), более поздние массивные амфибол- и биотитсодержащие оливиновые мезогаббронориты (фаза 2) и оливиновые монцогаббро (фаза 3).

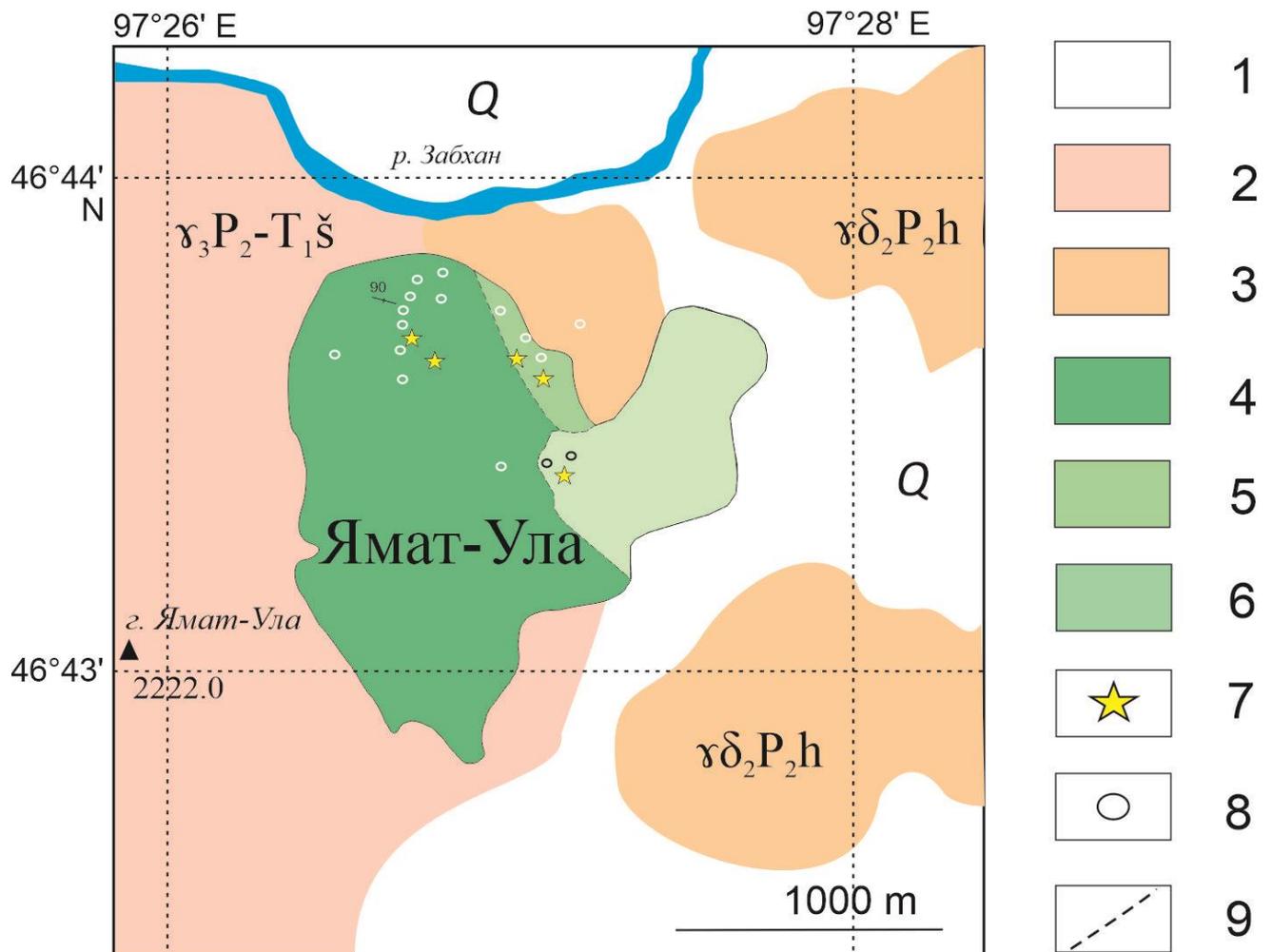


Рисунок. 3.23. Схема расположения и строения массива Ямат-Ула. Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – лейкограниты, субщелочные лейкограниты, граниты биотитовые среднезернистые; 3 – гранодиориты биотит-роговообманковые среднезернистые, средне-мелкозернистые; 4-6 – породы массива Ямат-Ула: 4 – расслоенные

лейкогаббро и анортозиты первой фазы; 5 – массивные амфибол- и биотитсодержащие оливиновые мезогаббронориты; 6 – оливиновые монцогаббро; 7 – сульфидная минерализация; 8 – местоположение отобранных проб, 9 – граница между фазами.

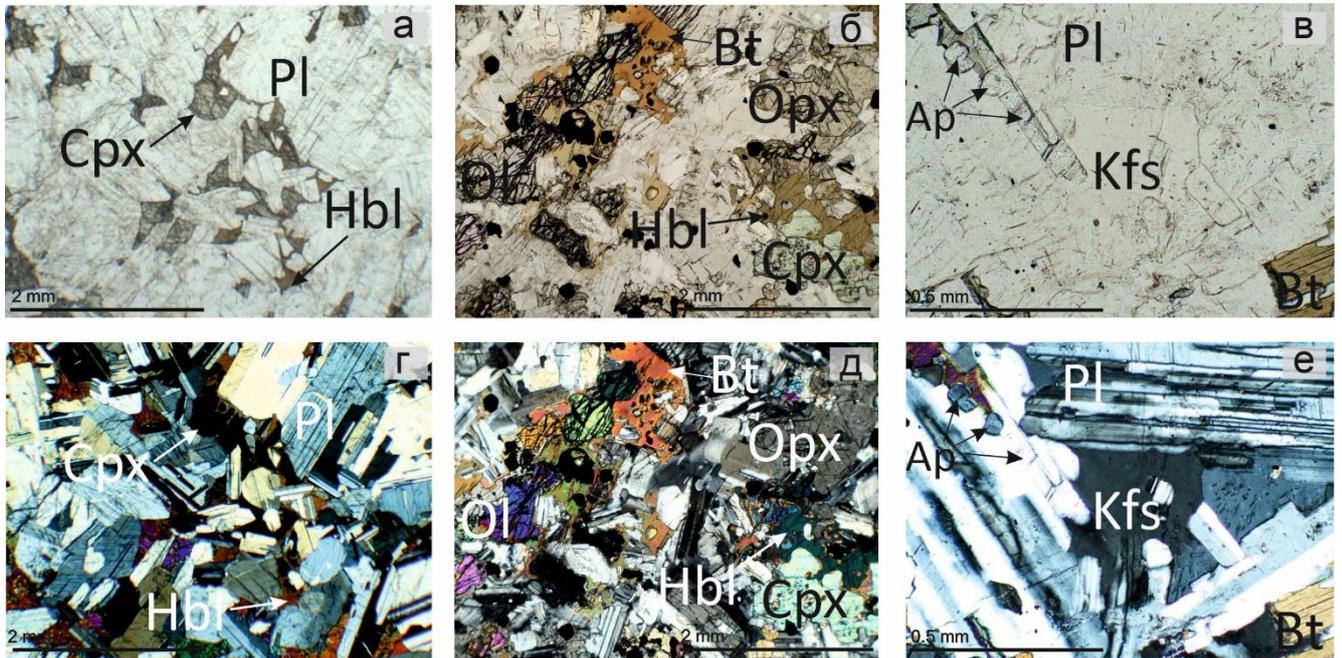


Рисунок 3.24. Фотографии шлифов габброидов из трех фаз массива Ямат-Ула без анализатора (а-в) и с анализатором, в скрещенных николях (г-е): а, г - лейкогаббро 1 фазы; б, д - Bt-Hbl оливиновые габбро 2 фазы; в, е - монцогаббро 3 фазы.

Первая фаза представлена лейкогаббро (*Pl* 70-90 об.%, *Cpx* 10-30 об.%) и анортозитами (*Pl* 90-95 об.%, *Cpx* 5-10 об.%) с роговой обманкой. Здесь роговая обманка является вторичным минералом, поскольку замещает клинопироксен, иногда полностью. На данный момент изучена только часть массива, поскольку все габброиды прорваны более поздними гранитами и диоритами, и встречаются только редкие выходы габброидов. Породы массива предположительно распространяются в пределах 5-7 км на юго-восток от изученной части. Среди пород первой фазы встречаются только лейкократовые разновидности, поэтому, возможно более меланократовая часть первой фазы пока не обнаружена.

Выходы пород второй фазы находится вблизи (300-400 м) пород первой фазы, зона контакта задернована. Для пород второй фазы характерны различные оливиновые и безоливиновые габброиды, содержащие породообразующие роговую обманку и биотит. В зависимости от количества плагиоклаза встречаются мелано- (*Pl* 10-35 об.%), мезо- (*Pl* 35-65 об.%) и лейко- (*Pl* 65-90 об.%) габброиды. Самыми распространёнными породами являются Hbl-Bt- содержащие оливиновые

мезогаббронориты (*Ol* 20-50 об.%, *Pl* 50-70 об.%, *Срх* 5-10 об.%, *Орх* 5-20 об.%, *Hbl* 5-20 об.%, *Vt* 0-5 об.%). Роговая обманка и биотит формируют характерную пойкилитовую структуру.

Третья фаза обнаружена в 500 м на юг от второй фазы (Рисунок 3.23), контактов проследить не удалось. Породы третьей фазы представлены оливиновыми монцогаббро (*Pl* 20-40 об.%, *Fsp* 20-30 об.%, *Vt*+ *Hbl*+*Срх* 30-40 об.%, ±*Орх*), выделенные по присутствию калиевого полевого шпата.

Основными породообразующими минералами массива Ямат-Ула являются оливин, плагиоклаз, орто- и клинопироксен для первой фазы, во второй фазе к ним добавляются амфибол и биотит, и, наконец, в третьей появляется (*Fsp*).

Породообразующие минералы

Оливин (Ol) более характерен для оливиновых мезогаббро второй фазы, где его содержание достигает 20 мас.%. Для анортозитов и лейкогаббро первой фазы содержание оливина варьирует от 0 до 10 мас.%. Кристаллы идиоморфны и частично серпентинизированы, с образованием петельчатой структуры. По составу оливин отвечает гиалосидериту с Fo_{59-61} (Рисунок 3.25 а, Приложение 4.1).

Плагиоклаз (Pl) – наиболее распространенный минерал, присутствует во всех породах массива Ямат-Ула в различных количествах (от 15 об.% в меланогаббро до 90 об.% в анортозитах). Содержание An в проанализированных зернах плагиоклаза варьирует от An_{46} до An_{83} , что соответствует по составу от андезина до битовнита (Рисунок 3.25 в, Приложение 4.2), где лабрадор ($An_{58}-An_{65}$) является более распространённым. Плагиоклаз обычно образует лейсты, формирующие пойкилоофитовую структуру с ойкокристаллами пироксена и амфибола, иногда плагиоклаз замещен соссюритом.

Ортопироксен (Orx) находится в виде мелких (до 2 мм) округлых, призматических кристаллов, чаще неправильной формы и ксеноморфных по отношению к оливину. В породах массива Ямат-Ула распространен имеено Орх, относительно Срх. По составу Mg# он соответствует энстатиту [Morimoto, 1988] на

диаграмме Mg-Fe (Рисунок 3.25 б, Приложение 4.3). Клинопироксен (Срх) более характерен для монцогаббро третьей фазы, где состав минералов не определялся.

Во второй фазе появляется роговая обманка и биотит, которые являются индикаторами этой фазы. Амфибол (Аmp) в породах образует каймы по Срх, а также часто замещает полностью Срх и Орх. Обычно он образует крупные до 3 мм ксеноморфные кристаллы, плеохроирующие от светло-зеленого до буро-зеленого оттенка. В пойкилитовой структуре он слагает ойкокристаллы. Среди амфиболов в породах чаще всего встречается магнезиальная роговая обманка и чермакит (Рисунок 3.25 г, Приложение 4.4) по номенклатуре [Leake et al., 1997]. Магнезиальная роговая обманка имеет высокие содержания Ti, как и в породах второй фазы массива Орцог-Ула.

Биотит (Bt) встречается только в породах второй фазы и кристаллизуется в виде чешуйчатых кристаллов до 1.5 мм, плеохроирующих по биотитовой схеме от бледно-желтого до темно-коричневого с характерным красноватым оттенком. Образует пойкилитовую структуру с Орх, Срх и Pl, иногда образует хадакристаллы в Срх. Состав минерала относится к флогопитовому крайнему члену серии биотита на тройной диаграмме для железо-магнезиальных слюд в координатах Mg-Fe-Al (MgO 19,05-19,87 мас. %) (Рисунок 3.25 д, Приложение 4.5) с содержанием TiO₂ до 3,62 мас. %.

В третьей фазе появляется калиевый полевой шпат (Fsp), который является индикатором третьей фазы (Рисунок 3.24 в). Размеры ксеноморфных зерен достигают 0,3 мм. В калиевом полевошпате видны микропертиты плагиоклаза.

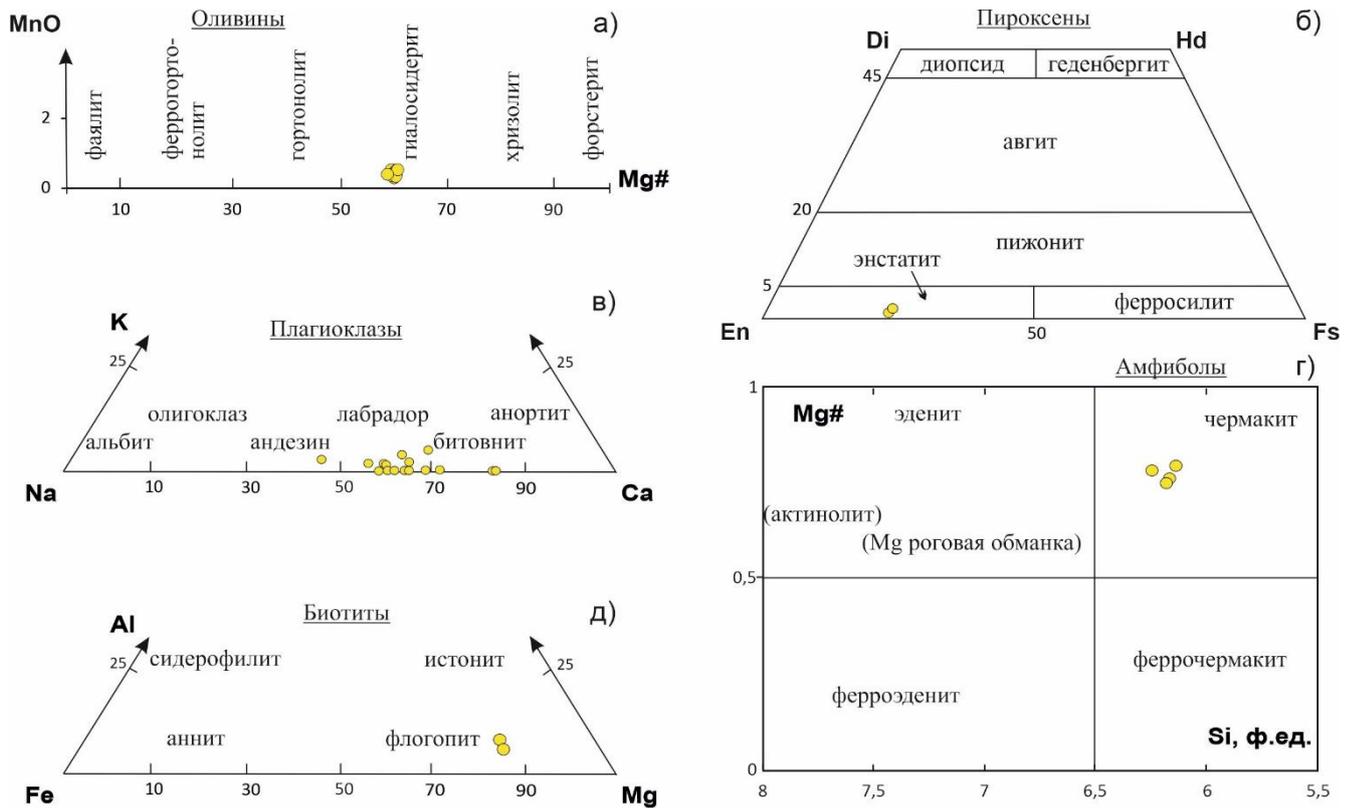


Рисунок 3.25. Составы породообразующих минералов из массива Ямат-Ула: а) оливина [Лодочников, 1974]; б) пироксена [Morimoto, 1988]; в) плагиоклаза [Бетехтин, 1951]; г) амфибола [Leake et al., 1997]; д) биотита [Rieder et al., 1998].

3.4.2. Вещественный состав пород

По петрохимическому составу породы массива относятся к ультраосновным и основным породам нормального ряда с содержанием SiO_2 41-48 мас.% (Рисунок 3.26). На петрохимических диаграммах (Рисунок 3.27 а,б) видны тренды уменьшения содержания Al_2O_3 и CaO с увеличением содержания MgO от 0,5-6,0 мас. % (фаза 1) до 12,0-25,0 мас. % (фаза 2) (см. Приложение 4.6). Породы третьей фазы образуют самостоятельный тренд, где содержания MgO варьируют в пределах 2,0-10,0 мас. %, при этом содержания Al_2O_3 и CaO увеличиваются от 16,9 до 23,5 и 3,3 до 10,8 мас. %, соответственно. Это увеличение обусловлено кристаллизацией большего количества клинопироксена и появлением калиевого полевого шпата в монцогаббро. Тенденция фракционирования смещается с Pl-Ol (фаза 1) на Pl-Orх (фазы 2,3). Монцогаббро характеризуются высоким содержанием щелочей до 6,5 мас. %, тогда как породы второй фазы характеризуются таким же содержанием щелочей, как и вторая фаза массива Орцог-Ула, варьируя от 2,0 до 3,0 мас. % (Рисунок 3.27 в).

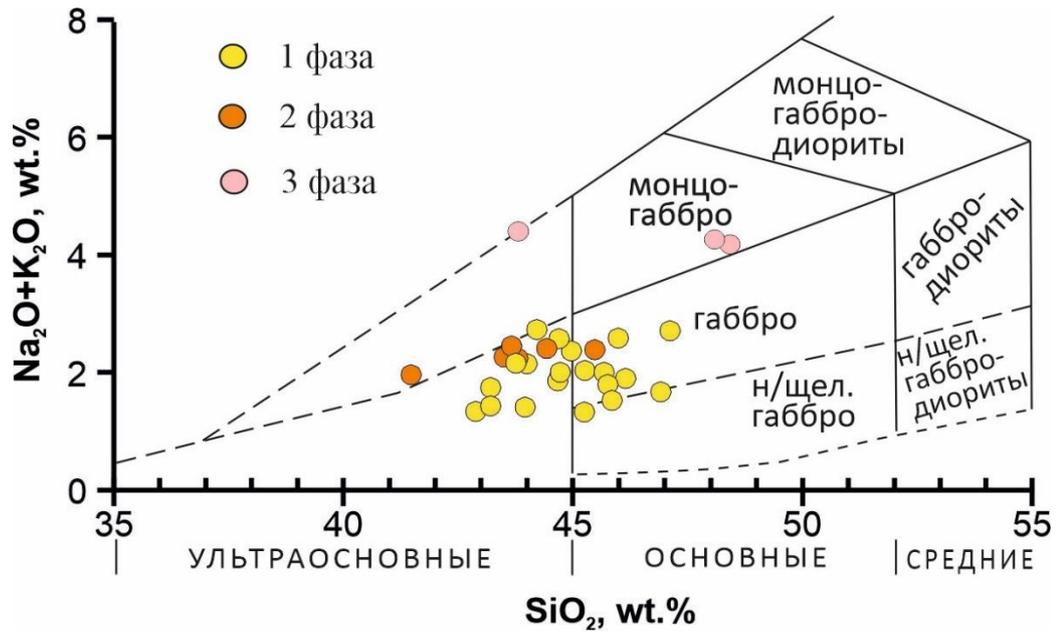


Рисунок 3.26. Диаграмма сумма щелочей – кремнезем (TAS) для химической классификации горных пород массива Ямат-Ула [Шарпенюк и др., 2013].

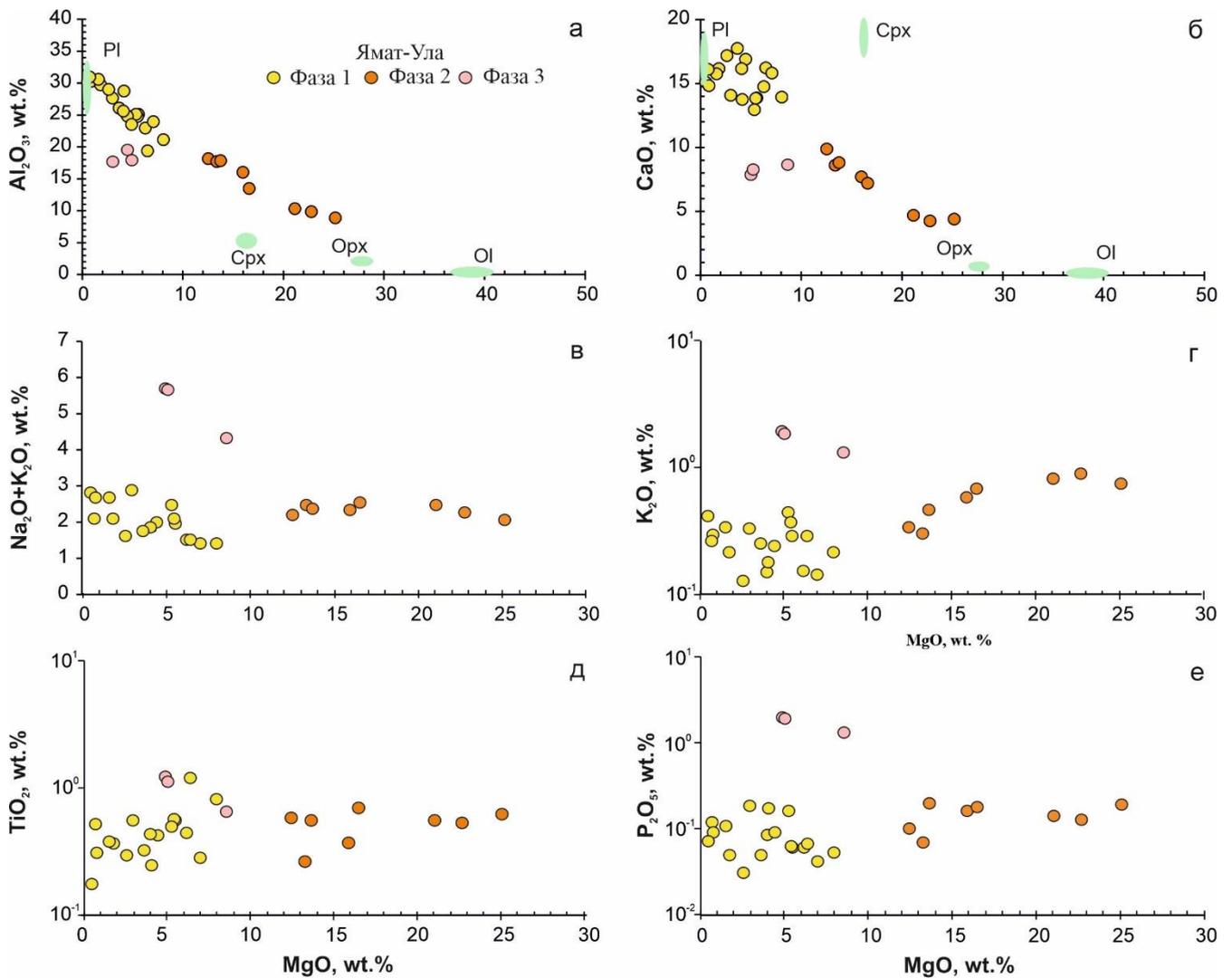


Рисунок 3.27. Составы пород массива Ямат-Ула на петрохимических диаграммах: а) MgO - Al_2O_3 ; б) MgO - CaO; в) MgO - ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$); г) MgO - K_2O ; д) MgO - TiO_2 ; е) MgO - P_2O_5 .

Спектр редких элементов соответствует спектрам описанных выше массивов: слегка отрицательный наклон, максимум по Ba, Sr и Eu (для фазы 1) и минимум по Ta, Nb и Zr, Hf (Рисунок 34.27 а,б). Монцогаббро третьей фазы имеют самое высокое содержание всех редких и редкоземельных элементов.

Одной из основных геохимических особенностей пород массива Ямат-Ула является разный уровень содержания REE, при этом максимальные их концентрации отмечаются в монцогаббро 3-ой фазы (Рисунок 3.28 а, Приложение 4.1). В основном для всех пород характерен отрицательный наклон кривой составов с обогащением LREE с отношением $(La/Yb)_N = 4.5-13.8$. В породах первой фазы массива содержание REE ниже, чем в породах второй фазы, при концентрациях MgO 0,8-6,4 мас.% (первая фаза) и 12,2-13,6 мас.% (вторая фаза). Такая закономерность была прослежена и в двух фазах массива Орцог-Ула. Для пород первой и второй фазы характерна положительная Eu аномалия различной интенсивности ($Eu/Eu^*=1.19-2.14$), зависящая от модаьного содержания плагиоклаза.

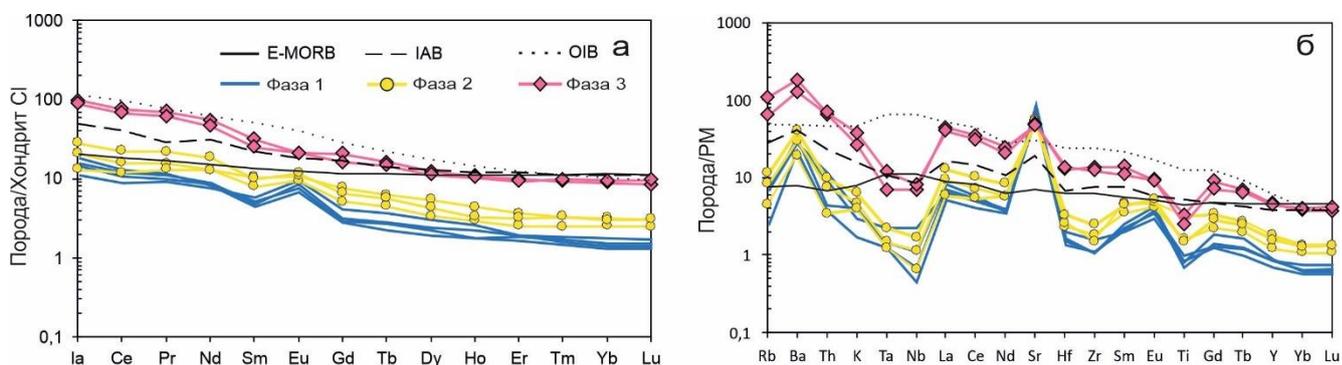


Рисунок 3.28. а) Спектр распределения REE нормированных на хондрит CI [Boynnton, 1984] для пород массива Ямат-Ула; б) Мультиэлементный спектр, нормированный на состав примитивной мантии [McDonough et al., 1992] для пород массива Ямат-Ула. E-MORB – базальты срединно-океанических хребтов [Sun, McDonough, 1989], IAB – базальты островных дуг [Elliott, 2003], OIB – базальты океанических островов [Sun, McDonough, 1989].

На мультиэлементном спектре видим закономерности присущие всем трем фазам массива: деплетированность Rb и HFSE относительно E-MORB [Sun, McDonough, 1989]. Для всех пород выделяются положительные аномалии Ba и Sr, а также отрицательные аномалии по HFSE, таким как Ta, Nb, Zr, Hf, и Ti. Породы третьей фазы на всем спектре характеризуются более высокими содержаниями

элементов [McDonough et al., 1992], относительно пород первой и второй фазы (Рисунок 3.28 б).

Отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,085$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513034$ получились для пород первой фазы, тогда как для пород второй фазы - $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,118$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512595$, что указывает на геохимическое различие двух фаз. Полученные результаты показали, что породы первой фазы характеризуются высоко положительным $\epsilon\text{Nd} (260\text{Ma}) = +11.44$, а породы второй фазы значительно более низкими $\epsilon\text{Nd} (260\text{Ma}) = +1.79$. Такие величины ϵNd характерны для высокодеплетированного источника (в первом случае) и слабодеплетированного (во втором случае) [White, Hofmann, 1982].

4.4.3. Возраст

Было проанализировано в общей сложности двадцать зерен циркона из массива Ямат-Ула: десять из первой фазы и десять из второй фазы (Таблица 3.3). Для первой фазы цирконы были выбраны из анортозита (образец Ш220-14/2), где большинство из них имеют конкордантные возраста (Рисунок 3.29 а). Среди выделенных зерен в основном встречаются короткопризматические кристаллы (Рисунок 3.30), либо незональные, либо имеют «полосчатую» зональность (зерна 5, 7, 8). Средневзвешенный возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для 10 анализов составил $255,8 \pm 2,9$ млн. лет (средний квадрат взвешенных отклонений (СКВО) = 0,33).

Средневзвешенный возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для 10 цирконов из Vt-Nbl-мезогаббро (образец Ш105-14) второй фазы составил $262,6 \pm 3,1$ млн. лет (СКВО = 0,53) (Рисунок 3.29 б). Среди цирконов из второй фазы преобладают зерна с осцилляторной (зерна 1, 2, 7, 9, 10) и секториальной (зерна 3 и 5) зональностью. Значения датировок $255,8 \pm 2,9$ млн. лет и $262,6 \pm 3,1$ млн. лет подтверждают пермский возраст массива.

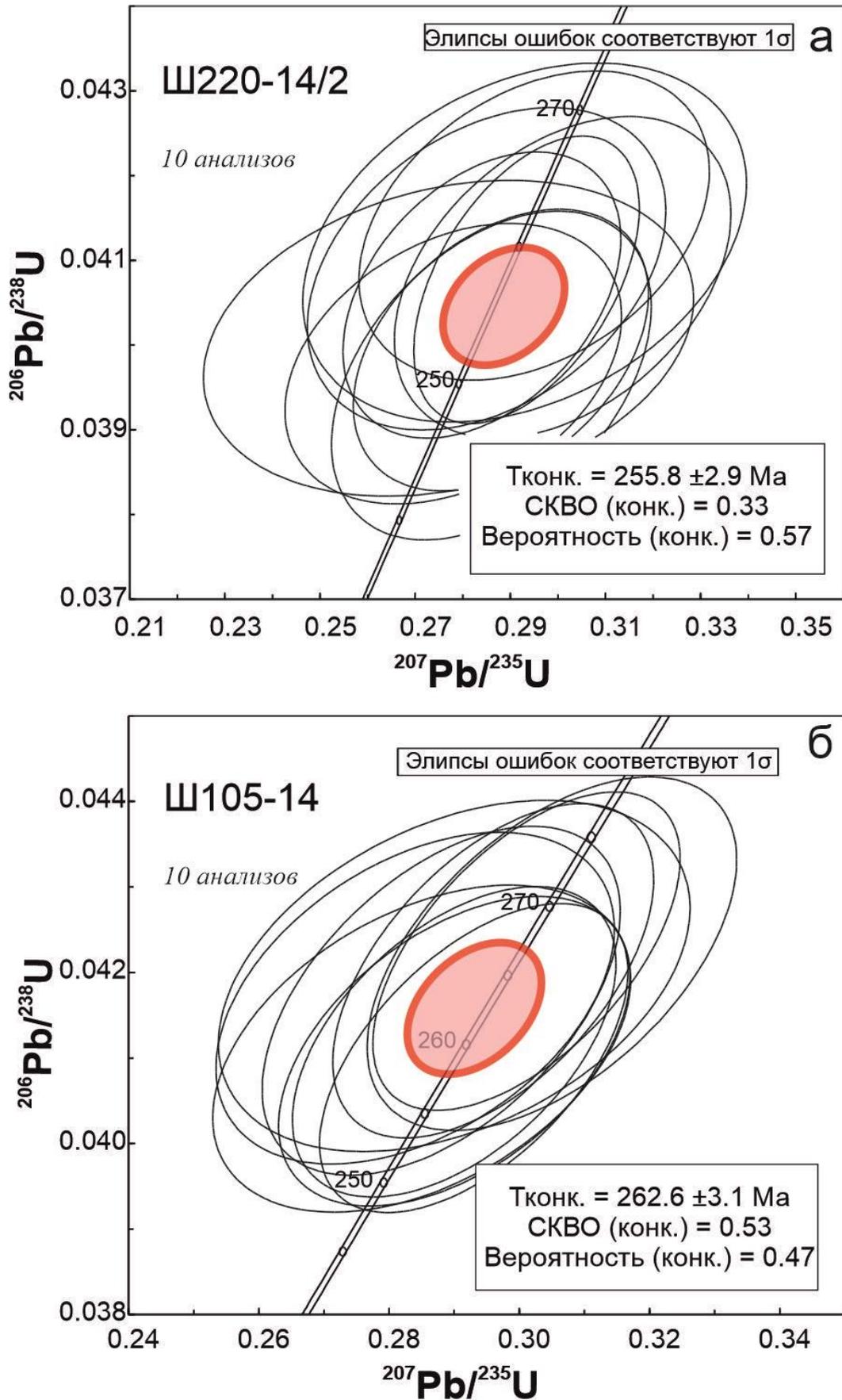


Рисунок. 3.29. U-Pb возраст массива Ямат-Ула для первой фазы (а), для второй фазы (б). Диаграммы с конкордией Тера-Вассербурга [Tera, Wasserburg, 1972].



Рисунок 3.30. Морфология, внутренне строение и возраст зерен цирконов из габброидов первой (Ш220-14/2) и второй (Ш105-14) фазы массива Ямат-Ула; левый столбец - отраженный свет, правый - катодоллюминесценция.

Таблица 3.3.

Изотопный состав и возраст цирконов из пород массива Ямат-Ула.

Номер точки	U	Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет			
	г/г	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$				±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$			
Анортозит (обр. Ш220-14/2) первой фазы																
1.1	314	411	1.35	0.28	11.20	0.0518	4.8	0.295	5.1	0.04141	1.8	0.352	261.5	±4.6	274	±110
2.1	139	149	1.11	0.00	4.92	0.0516	6.1	0.293	6.5	0.04121	2.1	0.330	260.3	±5.5	269	±140
3.1	419	604	1.49	0.35	14.40	0.0507	4.9	0.278	5.2	0.03978	1.7	0.337	251.5	±4.3	226	±110
4.1	273	318	1.20	0.00	9.28	0.0523	4.3	0.286	4.8	0.03964	2.0	0.419	250.6	±4.9	300	± 99
5.1	211	264	1.29	0.00	7.42	0.0506	5.0	0.285	5.4	0.0409	1.9	0.360	258.4	±4.9	221	±120
6.1	253	374	1.53	0.00	8.87	0.0535	4.4	0.301	4.8	0.0408	1.9	0.393	257.8	±4.7	352	± 99
7.1	424	592	1.44	0.21	14.60	0.0523	4.0	0.288	4.4	0.03994	1.7	0.396	252.4	±4.3	298	± 91
8.1	258	314	1.26	0.58	8.93	0.0501	7.4	0.277	7.6	0.04008	1.9	0.250	253.3	±4.7	198	±170
9.1	577	606	1.09	0.00	20.20	0.0522	2.9	0.293	3.3	0.04077	1.7	0.497	257.6	±4.2	294	± 66
10.1	615	887	1.49	0.29	21.50	0.0508	3.9	0.284	4.2	0.04059	1.7	0.395	256.5	±4.2	230	± 89
Вт-Нб1 мезогаббро (обр. Ш105-14) второй фазы																
1.1	233	274	1.21	0.00	8.36	0.0500	3.4	0.288	3.9	0.04167	2.0	0.511	263.6	±5.2	197	± 78
2.1	356	689	2.00	0.00	12.50	0.0518	2.7	0.293	3.3	0.041	1.8	0.560	258.9	±4.7	278	± 63
3.1	404	670	1.72	0.00	14.70	0.0517	2.6	0.301	3.2	0.04225	1.8	0.581	266.7	±4.8	272	± 59
4.1	699	2082	3.07	0.25	24.80	0.0510	3.0	0.290	3.5	0.04119	1.8	0.507	260.4	±4.6	240	± 70
5.1	352	241	0.71	0.00	12.70	0.0511	2.8	0.296	3.4	0.04202	1.9	0.548	265.5	±4.9	246	± 65
6.1	393	456	1.20	0.30	14.10	0.0494	4.0	0.284	4.4	0.0417	1.9	0.422	264.1	±4.8	164	± 93
7.1	269	357	1.37	0.00	9.77	0.0525	3.2	0.305	3.8	0.04222	2.0	0.531	266.3	±5.3	306	± 73
8.1	482	483	1.04	0.24	17.10	0.0511	3.3	0.290	3.8	0.04108	1.8	0.482	259.6	±4.7	246	± 77
9.1	220	358	1.68	0.00	7.76	0.0503	4.2	0.285	4.6	0.04111	1.9	0.424	260.1	±5.0	208	± 97
10.1	209	359	1.77	0.30	7.57	0.0501	4.7	0.290	5.1	0.04196	2.0	0.386	265.4	±5.2	197	±110

Примечание: Ошибки приведены для интервала 1σ. Pb_c и Pb* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Ошибка калибровки стандарта составила 0,51%. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ²⁰⁴Pb. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$ и $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$.

3.5. Троктолит-анортозит-габбровый массив Номгон

3.5.1. Геологическое строение

Массив Номгон расположен в 15 км к северо-востоку от слияния рек Орхон и Тола в Орхон-Селенгинском прогибе, на геологических картах находится на периферии Хангайского батолита в СВВПБ (Рисунок 1.4) и относится к первой фазе селенгинского комплекса (P_2-T_1). Массив был описан предшественниками [Изох и др., 1990, 1991, 1992, 1998; Mao et al., 2018], где его относят к троктолит-анортозит-лейкогаббровой формации.

Породы массива Номгон прорываются кварцевыми порфировидными амфибол-биотитовыми сиенитами и граносиенитами, которые в свою очередь, секутся дайками и жилами мелкозернистых граносиенитов (Рисунок 3.31). Номгон представляет собой фрагмент дифференцированного габброидного интрузива, находящегося в кровле крупного сиенит-граносиенит-гранитного плутона. Контакты массива с вмещающими породами не наблюдались, только обнаружен небольшой блок роговиков в юго-восточной части массива.

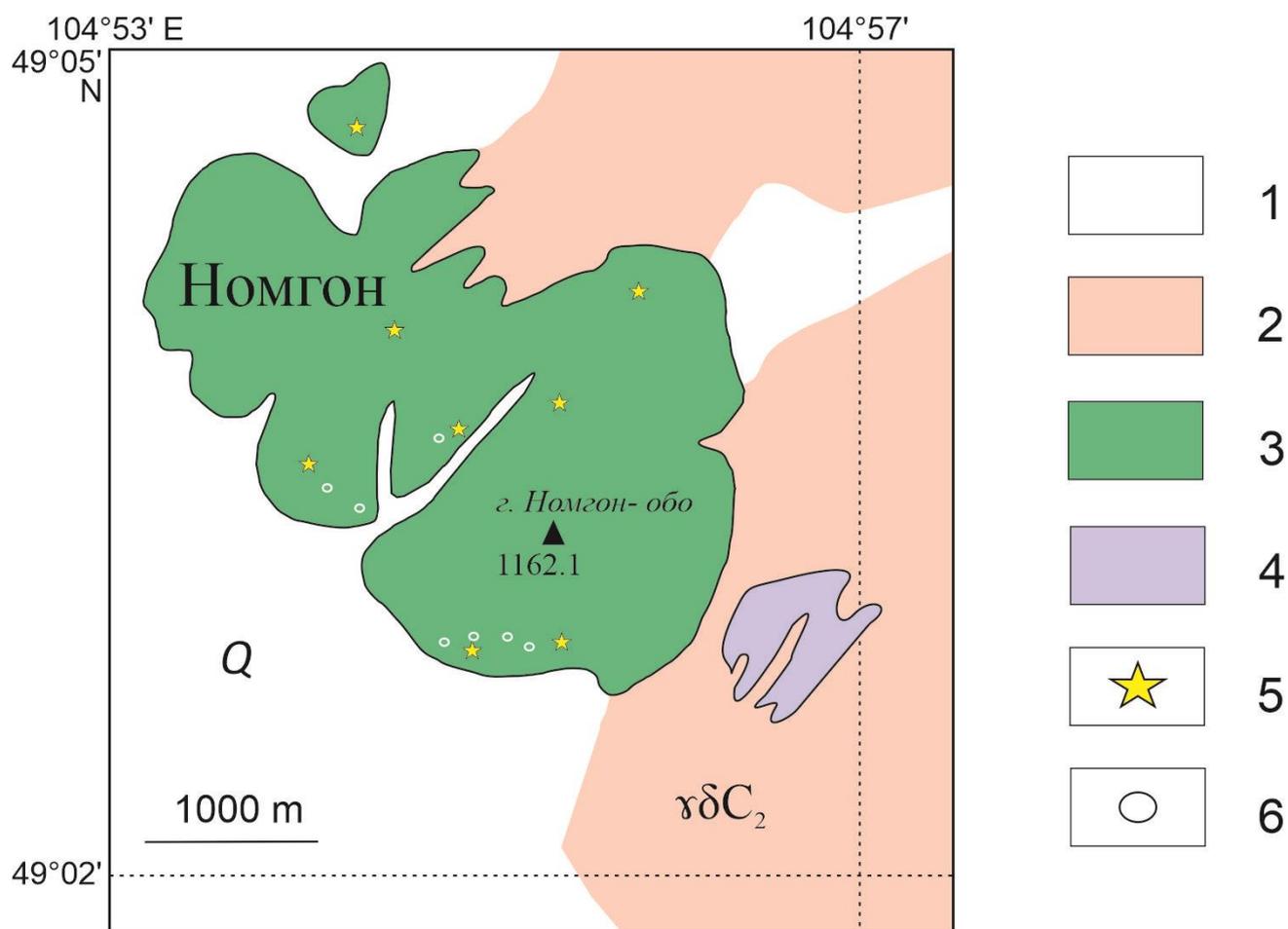


Рисунок. 3.31. Схема строения массива Номгон [Изох и др., 1990 с изменениями].
Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – гранодиориты и граносиениты; 3 – габброиды расслоенной серии; 3 – габброиды массива Номгон; 4 – роговики; 5 – сульфидная минерализация; 6 – местоположение отобранных проб.

Расслоенная серия массива представляет собой чередование оливковых габбро, габброноритов, троктолитов, лейкогаббро и анортозитов. Преобладают лейкотроктолиты (*Ol* 10-30 об.%, *Pl* 70-90 об.%, *Срх* 0-5 об.%), оливковые лейкогаббро (*Ol* 5-20 об.%, *Pl* 70-90 об.%, *Срх* 10-30 об.%) и анортозиты (*Ol* 0-5 об.%, *Pl* 90-95 об.%, *Срх* 0-5 об.%), а также редко встречаются плагиоперидотиты (*Ol* 60-90 об.%, *Pl* 5-10 об.%, *Срх* 10-20 об.%, *Орх* 5-15 об.%), и их мощность не превышает 0,1 м. В северной части массива встречается мезо- и меланократовые мелкозернистые амфиболовые габбронориты, которые по направлению в глубь массива сменяются лейко- и мезократовыми оливковыми габбро и анортозитами. Структура характерная для пород массива – габбровая и офитовая.

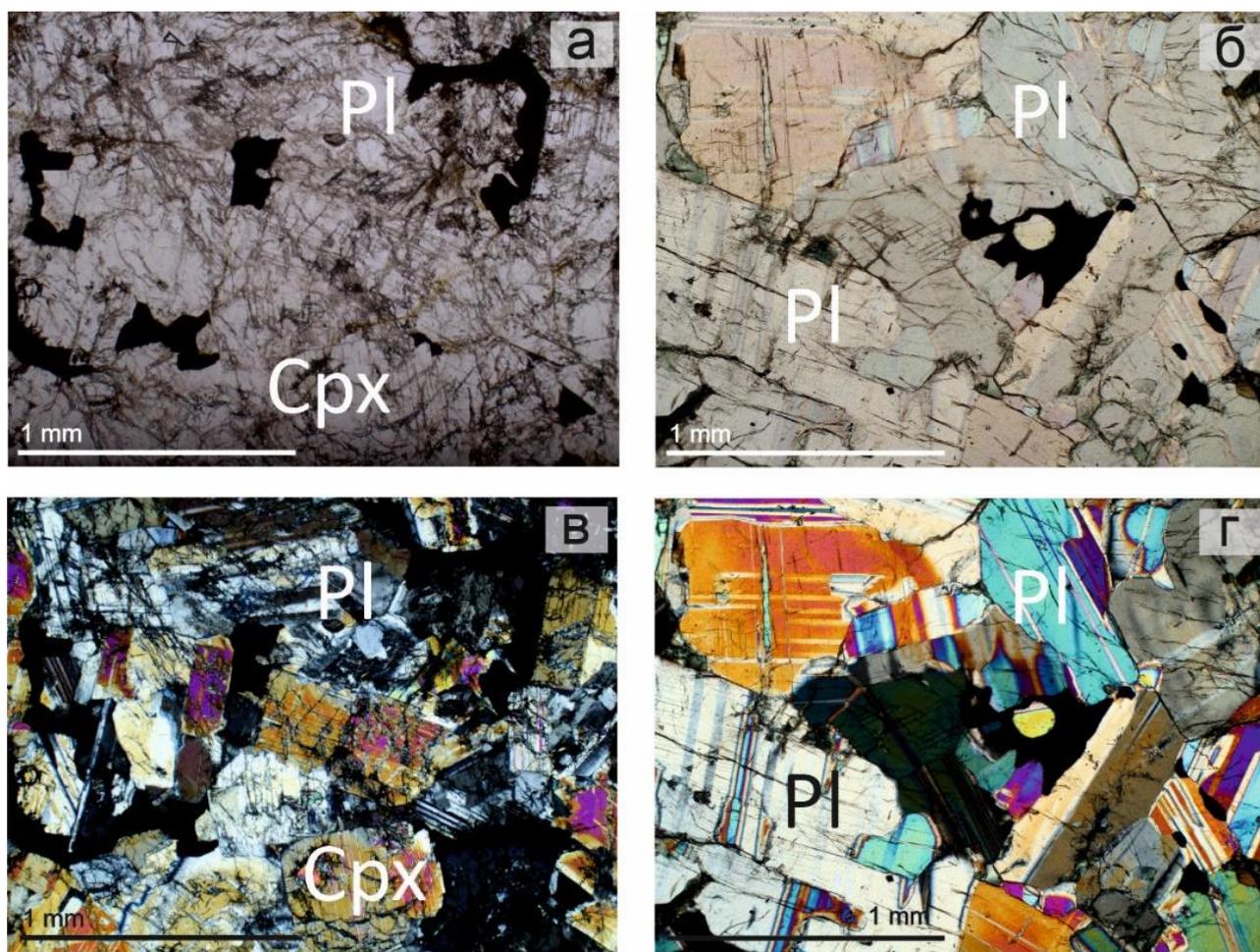


Рисунок 3.32. Фотографии шлифов габброидов массива Номгон без анализатора (а-б) и с анализатором, в скрещенных николях (в-г): а, в – лейкогаббро; б, г – анортозит.

Породообразующими минералами являются оливин, плагиоклаз, орто- и клинопироксен, а также амфибол. Оливин имеет равную степень идиоморфизма с плагиоклазом. Вокруг него наблюдаются ортопироксеновые каймы. Был определен состав минералов и вынесен на диаграммы (Рисунок 3.33). Оливин с форстеритовым миналом Fo_{58} - Fo_{62} соответствует гиалосидериту (Приложение 5.1), плагиоклаз битовниту и анортиту с анортитовым миналом An_{85} - An_{93} (Приложение 5.2). Состав ортопироксена отвечает энстатиту, а клинопироксены соответствуют по составу диопсиду и авгиту (Приложение 5.3). Среди амфиболов преобладает роговая обманка, а также встречается чермакит и паргасит (Рисунок 3.33 г, Приложение 5.4).

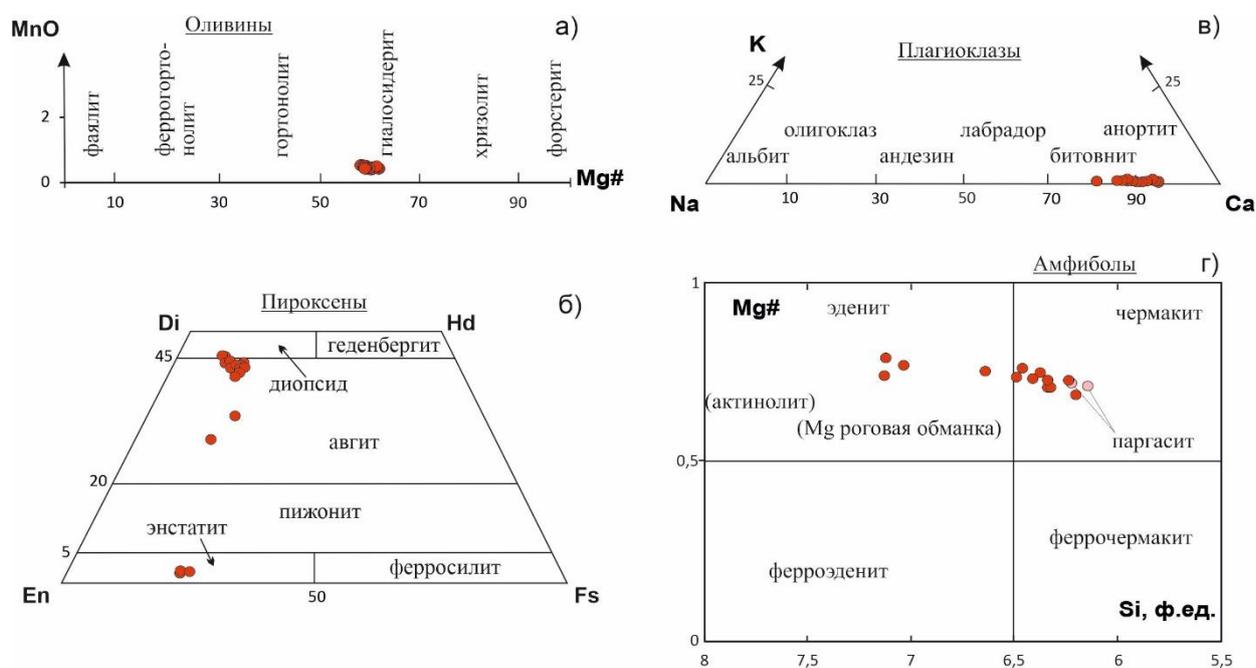


Рисунок 3.33. Составы породообразующих минералов из массива Номгон: а) оливина [Лодочников, 1974]; б) пироксена [Morimoto, 1988]; в) плагиоклаза [Бетехтин, 1951]; г) амфибола [Leake et al., 1997].

3.5.2. Вещественный, геохимический и изотопный состав

Данные по петрогенным, редким и редкоземельным элементам для массива Нонгон взяты из таблиц [Изох и др., 1990; 1998] и построены диаграммы для сравнения с другими массивами. По петрохимическому составу породы массива относятся к ультраосновным и основным породам нормального ряда с содержанием SiO_2 41-48 мас.% (Рисунок 3.34). На петрохимических диаграммах (Рисунок 3.35 а,б) видны тренды уменьшения содержания Al_2O_3 и CaO (в меньшей степени) с увеличением содержания MgO от 0,3-16,0 мас. % (см. Приложение 5.5). Породы массива имеют тенденцию оливин-плагиоклазового фракционирования, которая смещается в сторону лейкократовых составов (Рисунок 3.35 а, б) с содержанием щелочей от 0,65 до 2,39 мас. % (Рисунок 3.35 в).

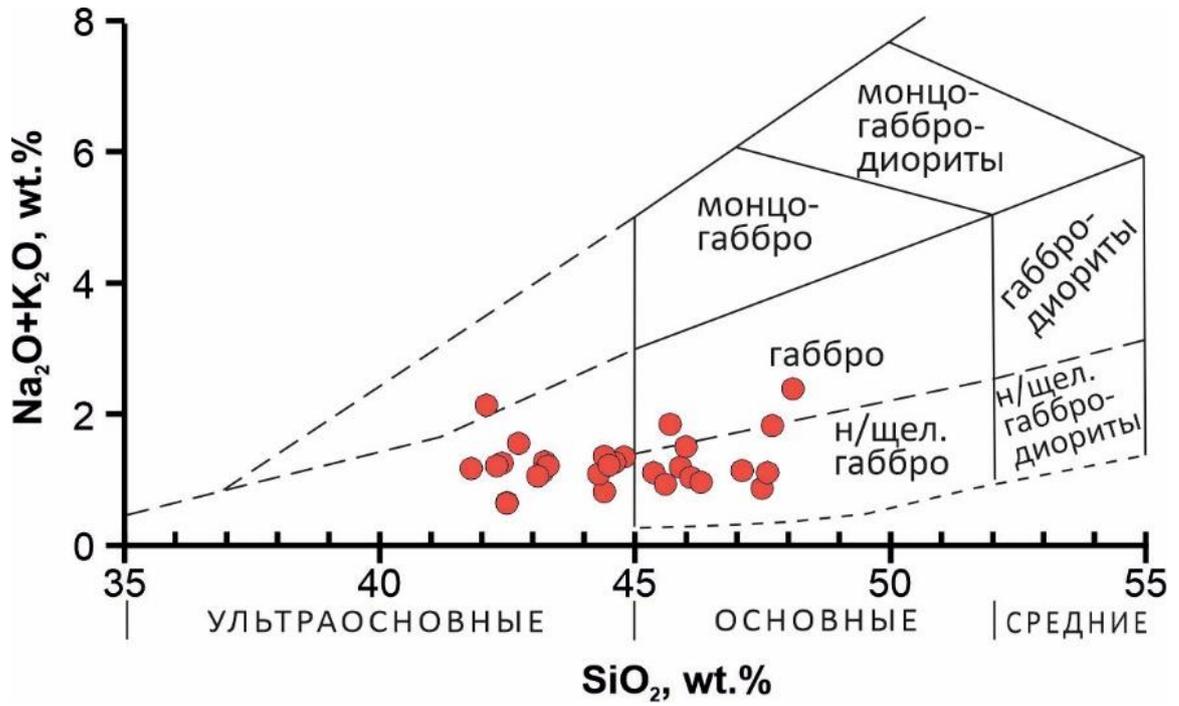


Рисунок 3.34. Диаграмма сумма щелочей – кремнезем (TAS) для химической классификации горных пород массива Номгон [Шарпенюк и др., 2013].

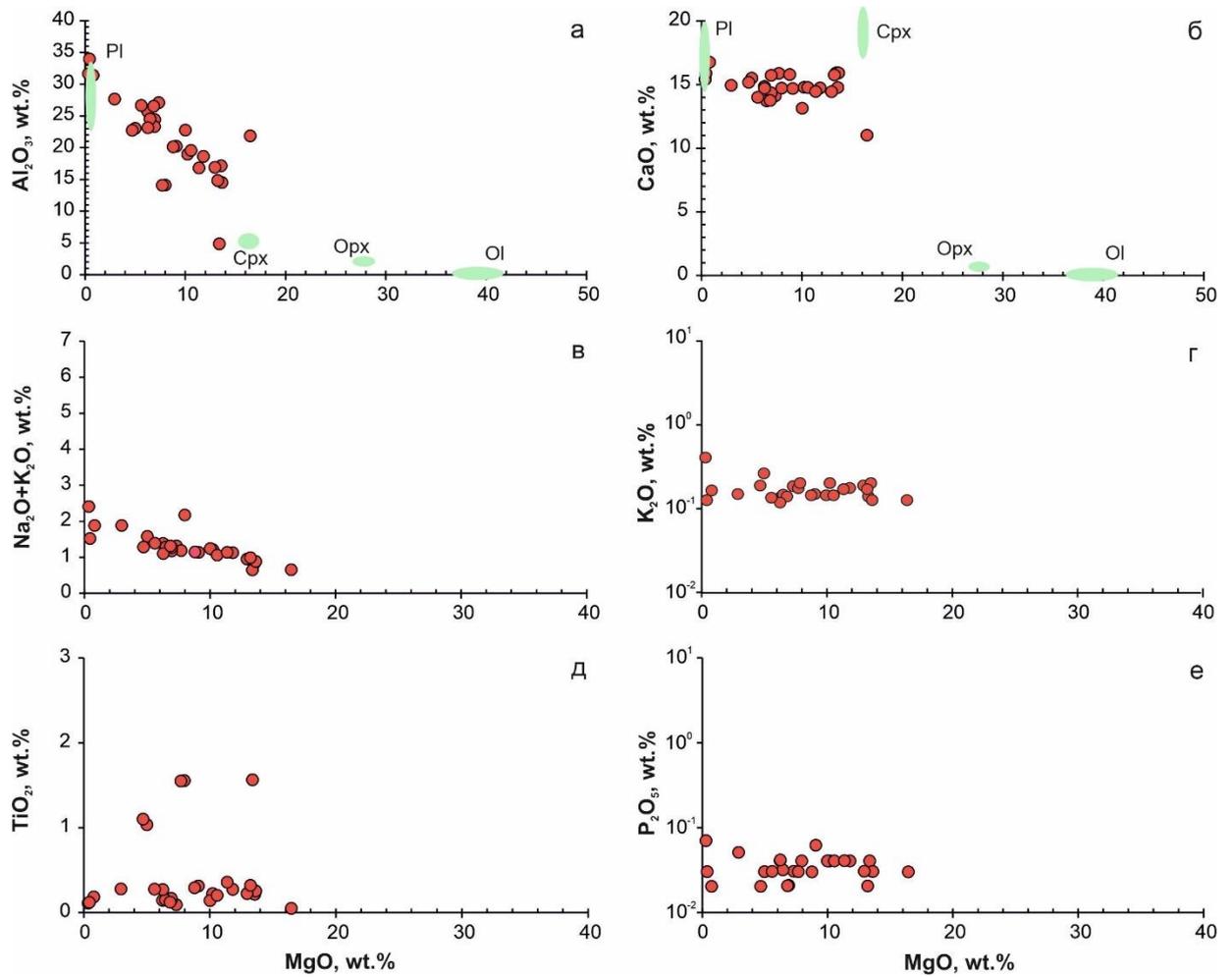


Рисунок 3.35. Составы пород массива Номгон на петрохимических диаграммах: а) MgO - Al₂O₃; б) MgO - CaO; в) MgO - (Na₂O + K₂O); г) MgO - K₂O; д) MgO - TiO₂; е) MgO - P₂O₅.

На диаграмме REE элементов (Рисунок 3.36 а) породы расслоенной серии массива Номгон имеют слабую обогащенность LREE, сильную положительную Eu-аномалию и плоское или слабо обедненное содержание HREE по отношению к хондриту С1. Таким образом массив имеет однотипное распределение REE, как и породы расслоенной серии массива Орцог-Ула.

Спайдер-диаграмма, нормированная по составу примитивной мантии (Рисунок 3.36 б) демонстрирует резкий минимум по Та при близком к единице содержании немобильных элементов (Ce, Ti, Hf, Yb и др.). Проявлены также минимумы по Th и Hf, и максимум по Ti. Подобные геохимические черты типичны для базальтов современных островных дуг [Pearce, Cann, 1973; Myers, 1988; Rollinson, 1993].

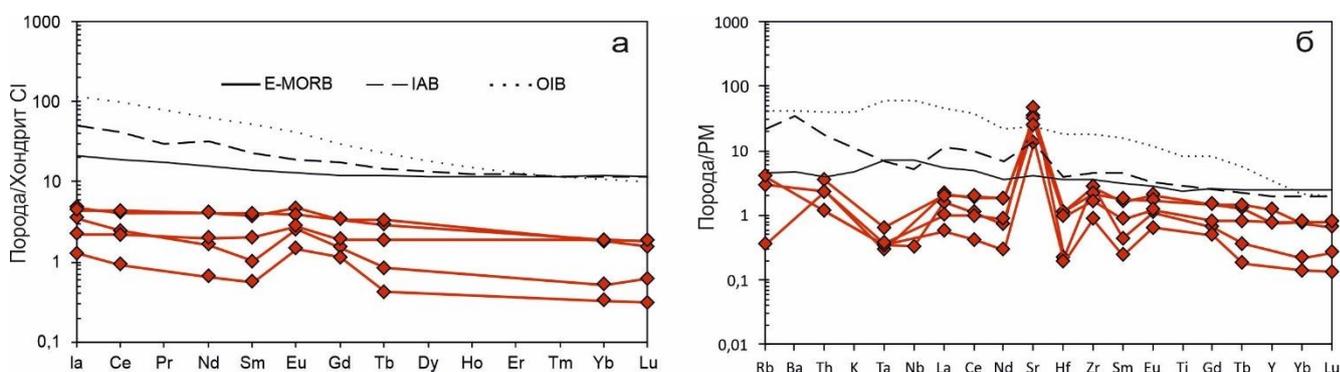


Рисунок 3.36. а) Спектр распределения REE нормированных на хондрит С1 [Boynnton, 1984] для пород массива Номгон; б) Мультиэлементный спектр, нормированный на состав примитивной мантии [McDonough et al., 1992] для пород массива Номгон. E-MORB – базальты срединно-океанических хребтов [Sun, McDonough, 1989], IAB – базальты островных дуг [Elliott, 2003], OIB-базальты океанических островов [Sun, McDonough, 1989].

3.5.3. Возраст

В дополнение к ранее полученному Sm-Nd изохронному возрасту 256 ± 21 млн. лет [Изох и др., 1998] были проведено U-Pb (Таблица 3.4) и Ar-Ar датирование. U-Pb датирование проводилось по циркону из Vt-содержащего О1 габбро (обр. В13088), возраст которого составил 255 ± 3 млн. лет (Рисунок 3.36 а). Все проанализированные цирконы являются магматическими, потому что они имеют высокие отношения Th/U (< 1) и осциляторную зональность (Рисунок 3.36 б). Возраст полученный Ar-Ar методом по монофракции биотита из того же образца.

Спектр биотита содержит отчетливое плато (Рисунок 3.37), характеризующееся 97% извлеченного ^{39}Ar и возрастом $251,8 \pm 6,3$ млн лет. Таким образом, возраст массива Номгон конкордантен в разных изотопных системах и соответствует верхней перми.

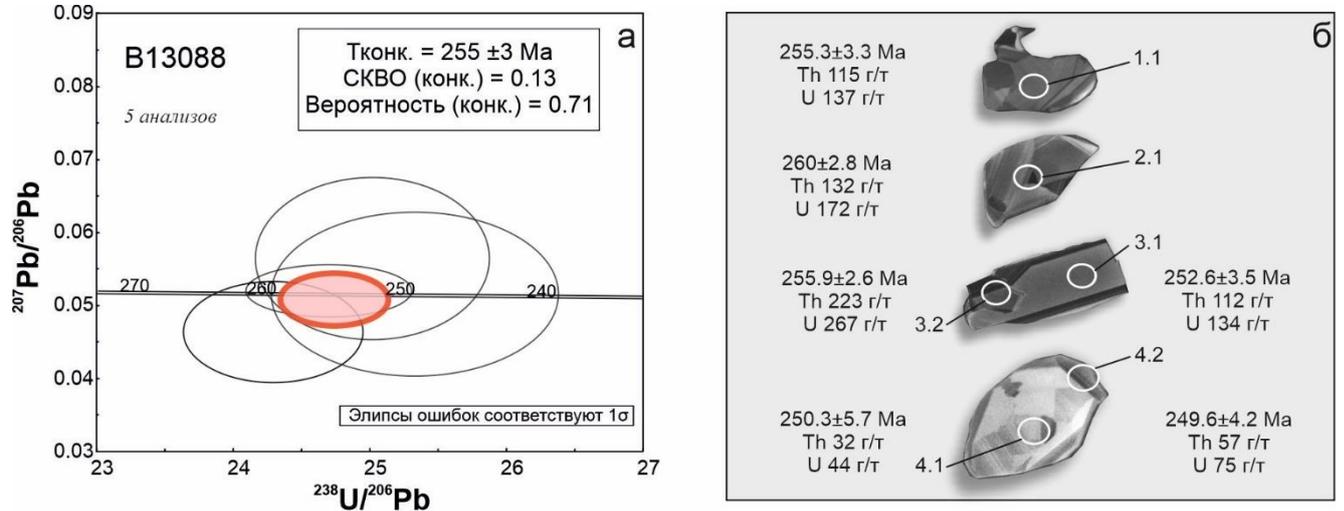


Рисунок 3.37. а) U-Pb возраст массива Номгон; б) Морфология, внутренне строение и возраст зерен цирконов из Vt-содержащего оливинового габбро массива Номгон (обр. В13088).

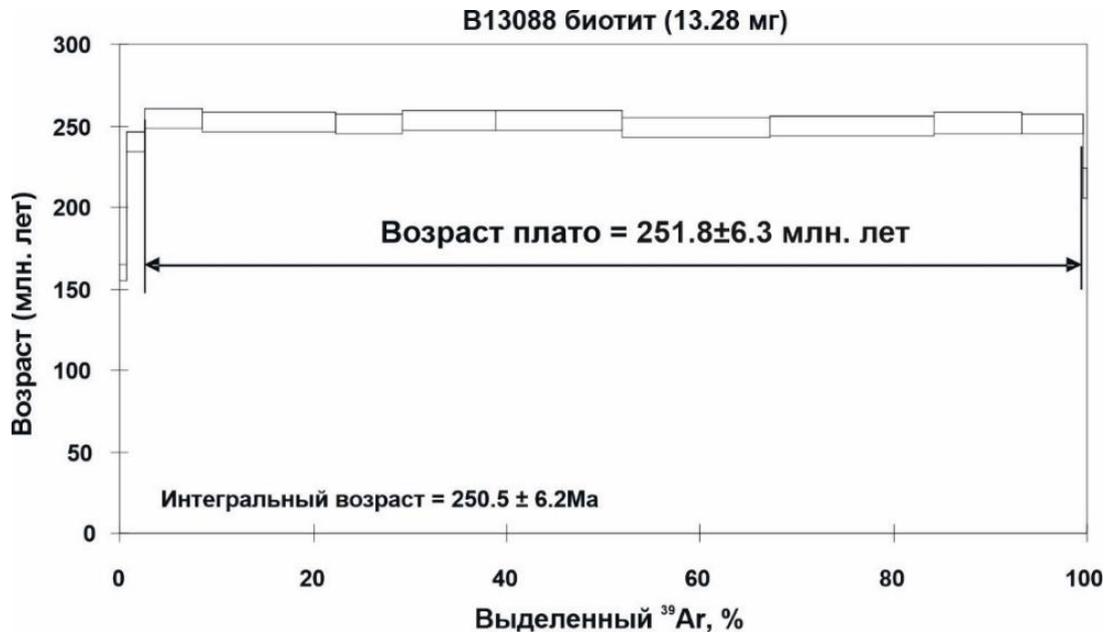


Рисунок 3.38. Ar-Ar возраст массива Номгон.

Таблица 3.4.

Изотопный состав и возраст цирконов из Wt-содержащего Ol габбро (обр. В13088) массива Номгон.

Номер точки	U	Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет			
	г/г	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$				±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		±	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±	
1.1	137	115	0.87	0.84	4.80	0.0459	12.0	0.256	12.0	0.04039	1.3	0.113	255.3	±3.3	-8	±280
2.1	172	132	0.80	0.66	6.12	0.0463	6.1	0.263	6.2	0.04116	1.1	0.176	260.0	±2.8	13	±150
3.1	134	112	0.86	--	4.56	0.0564	8.1	0.311	8.2	0.03997	1.4	0.171	252.6	±3.5	467	±180
3.2	267	223	0.86	0.00	9.30	0.0519	2.8	0.289	3.0	0.04049	1.0	0.347	255.9	±2.6	281	±64
4.1	44	32	0.77	0.99	1.50	0.0489	18.0	0.267	18.0	0.03960	2.3	0.126	250.3	±5.7	144	±430
4.2	75	57	0.80	0.76	2.55	0.0515	9.0	0.280	9.2	0.03948	1.7	0.185	249.6	±4.2	264	±210

Примечание: Ошибки приведены для интервала 1σ. Pb_c и Pb* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Ошибка калибровки стандарта составила 0,51%. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

Глава 4. ЭПГ-CU-NI МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ

4.1. Сульфидная минерализация массивов Хангайского нагорья

Во всех массивах обнаружена сульфидная минерализация, представленная двумя ассоциациями: халькопирит-пентландит-пирротиновая (Орцог-Ула, Дулан-Ула, Ямат-Ула) и кубанит-борнит-халькопиритовая (Номгон) (Рисунок 4.1). Для массива Манхан-Ула характерна пирротин-халькопиритовая. Сульфиды массивов Дулан-Ула и Манхан-Ула представлены редкой рассеянной интерстиционной вкрапленностью (Рисунок 4.2 а,г), тогда как в массивах Орцог-Ула, Ямат-Ула и Номгон распространена вкрапленная сульфидная минерализация с преобладанием сульфидных капель (глобул) (см. Рисунок 4.2 б,д,е).

Халькопирит-пентландит-пирротиновая ассоциация для массива Орцог-Ула описана автором [Шаповалова и др., 2018]. Она также проявляется в массиве Ямат-Ула. В породах массива Дулан-Ула сульфидная минерализация подвержена окислению и вторичным изменениям, поэтому в данной работе она не рассматривается. Сульфидные вкрапленники в породах массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула представлены срастанием пирротина, пентландита и халькопирита с преобладанием пирротина (~70-80% от общего количества сульфидов).

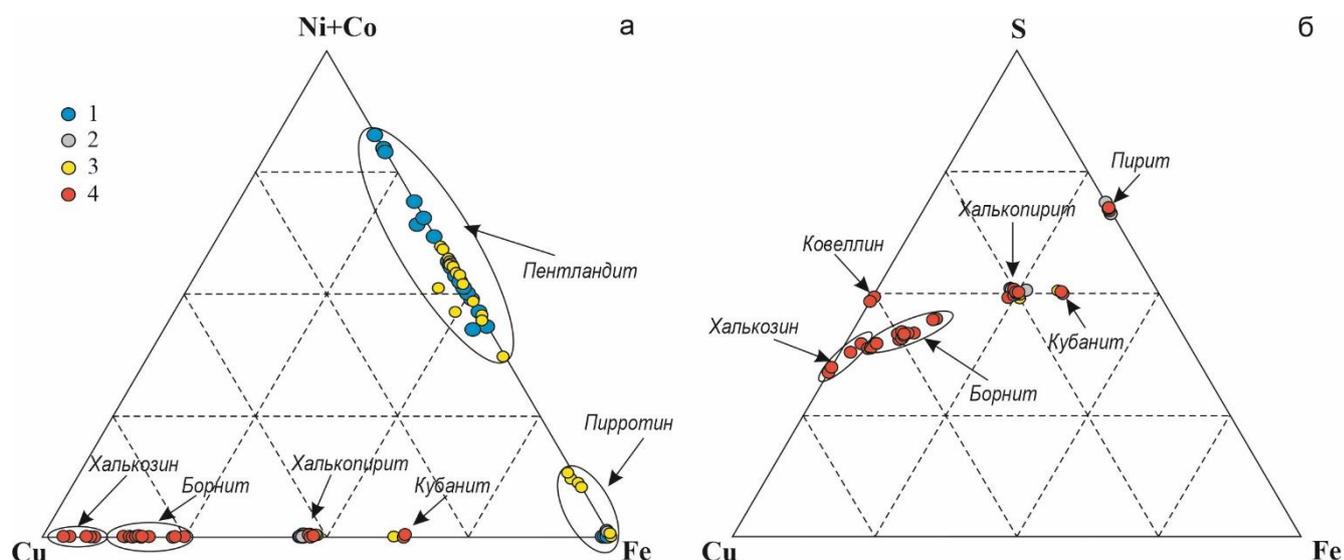


Рисунок 4.1. Разнообразие сульфидов в породах габброидных массивов Хангайского нагорья. Усл. обозн.: 1 – Орцог-Ула, 2 – Манхан-Ула, 3 – Ямат-Ула, 4 – Номгон.

Иногда пирротин слагает самостоятельные интерстиционные вкрапленники в силикатной матрице. Встречаются кубанит и макинавит. Для массива Орцог-Ула характерен Со-пентландит. С увеличением лейкократовости пород увеличивается доля пентландита и халькопирита, поэтому в поздних фазах массивов эти минералы встречаются гораздо чаще, чем в первой.

В породах второй фазы массива Орцог-Ула широко распространены вкрапленники гексагонального пирротина, где отмечаются многочисленные тонкие ламели распада, сложенные троилитом (Рисунок 4.2 в).

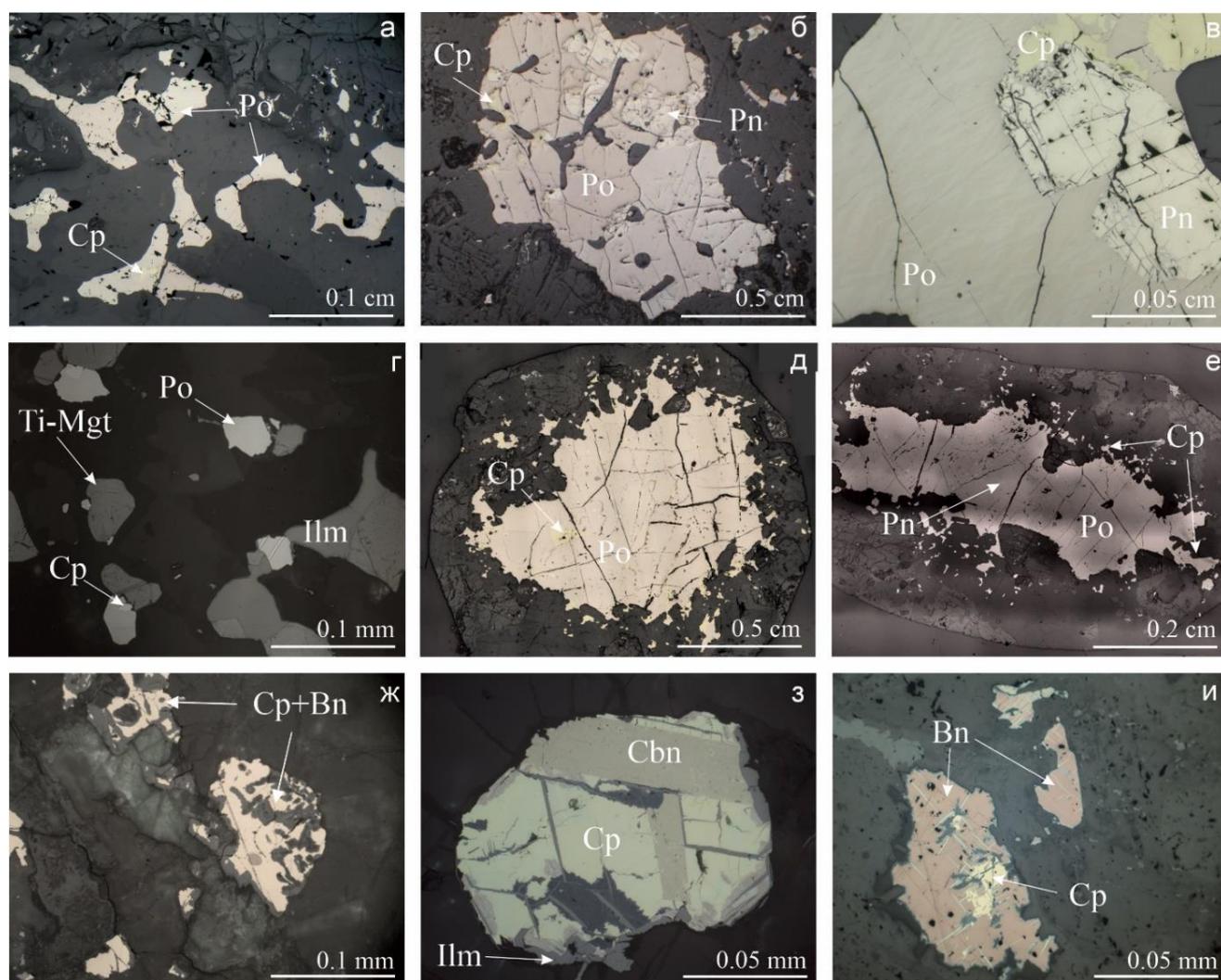


Рисунок 4.2. Сульфидная минерализация в габброидных массивах Хангайского нагорья. а-в – массив Орцог-Ула: а - интерстициальная вкрапленность сульфидов; б – сульфидная капля халькопирит-пентландит-пирротинового состава; в – структура распада троилита в гексагональном пирротине; г - редкая сульфидная вкрапленность в породах массива Манхан-Ула; д-е – крупные сульфидные капли в массиве Ямат-Ула; ж-и – сульфидные вкрапленники в массиве Номгон кубанит-борнит-халькопиритового срстава.

Условные обозначения: Po - пирротин, Pn - пентландит, Cp – халькопирит, Bn – борнит, Cbn – кубанит, Ti-Mgt – титаномagnetит, Ilm – ильменит.

Составы пирротина показаны на диаграмме Fe (+Co, Cu) – S – Ni (Рисунок 4.3 а) и в Таблице 4.1. Две разновидности, троилит (FeS) и гексагональный пирротин (Fe_{1-x}S) встречаются в обоих массивах, причем составы образуют непрерывный ряд между этими крайними членами. Для троилита характерны примеси Ni (до 0.49 мас. %), когда для гексагонального пирротина Ni не превышает 0.14 мас. %. В пирротине присутствуют примеси Co до 0.33 и 0.16 мас. % для пород массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула, соответственно (Таблица 4.1). Было выявлено [Шаповалова и др., 2018], что изменение составов от троилита до гексагонального пирротина связано с эволюцией состава пород от плагиопередотитов до лейкогаббро. Таким образом, с увеличением лейкократовости пород, доля серы в пирротине увеличивается, что свидетельствует о повышении ее активности по мере развития магматической и рудо-формирующей систем в массиве Орцог-Ула.

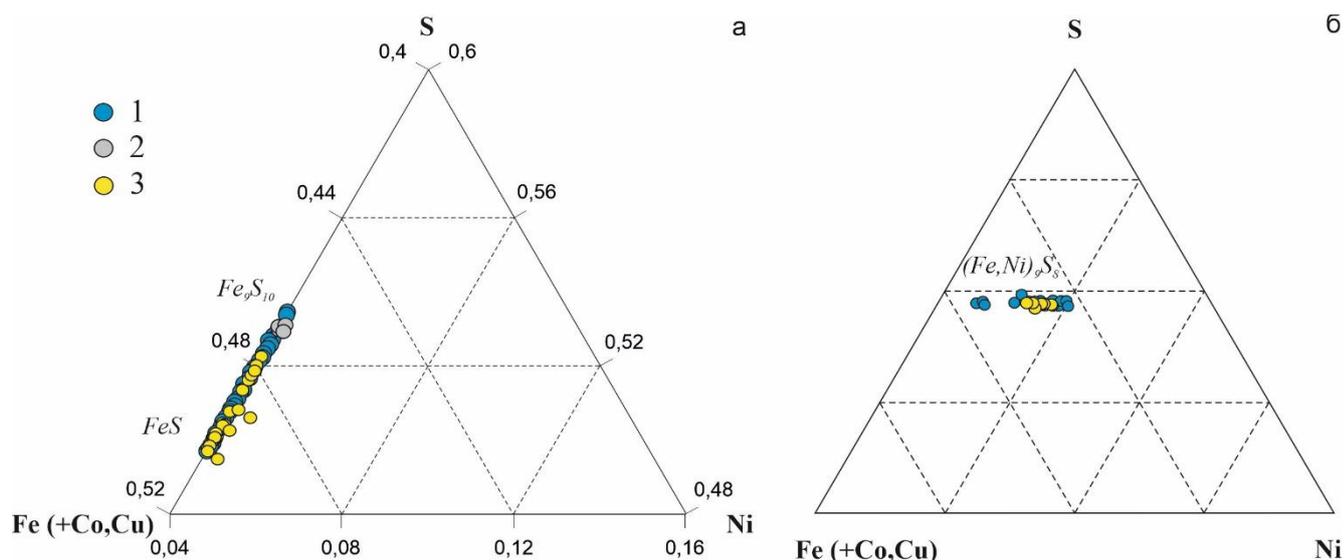


Рисунок 4.3. Состав пирротина (а) и пентландита (б) в породах габброидных массивов Хангайского нагорья на диаграмме Fe(+Co,Cu) – S – Ni. Усл. обозн.: 1 – Орцог-Ула, 2 – Манхан-Ула, 3 – Ямат-Ула.

Пентландит $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$ встречается в виде двух структурных типов в обоих массивах Орцог-Ула и Ямат-Ула. Пентландит I представлен крупнозернистыми скоплениями изометричных, реже ксеноморфных зерен, которые обычно находятся в сростании с пирротинном, редко с халькопиритом. Пентландит II встречается в виде пламенивидных вростков в пирротине, обнаружен в поздних фазах внедрения. Пентландит постоянно имеет примесь Co, концентрация которого варьирует от 3.38 до 15.28 мас. % в массиве Орцог-Ула, и от 2.10 до 14.49 в массиве

Ямат-Ула. Часть анализов можно отнести к кобальтпентландиту [Годовиков, 1983], в которых концентрация Co превышает сумму (Ni+Fe) и достигает 45 мас. %.

Во всех составах пентландита железо преобладает над никелем. На диаграмме Fe(+Co,Cu)–S–Ni эти составы образуют Fe–Ni тренд в железистой области, в которых отношение Fe/Ni варьирует от 1.41 до 0.92 (Рисунок 4.3 б). Отношение Ni/(Ni+Fe) в пентландите изменяется в интервалах (0.41-0.52 для Орцог-Ула и 0.38-0.51 для Ямат-Ула), причем увеличение этого показателя возрастает по мере увеличения лейкократовости пород. В том же направлении увеличивается отношение Co/Ni в пентландите: от 0.12 до 0.66 в массиве Орцог-Ула и от 0.27 до 0.61- в массиве Ямат-Ула.

Халькопирит (CuFeS_2) встречается во всех фазах внедрения массивов в сростании с другими сульфидами, в основном по периферии вкрапленников. По составу он близок к стехиометрии. Из примесей микрозондовым методом (WDS) фиксируется Co и Ni в минимальных количествах (до 0.11 мас. %).

Борнит-кубанит-халькопиритовая ассоциация хорошо проявлена и описана ранее в массиве Номгон [Изох, Поляков, 1990; Мао et al., 2018]. Преобладающим минералом является халькопирит. Состав халькопирита стехиометричен, и имеет минимальные примеси Co и Ni. Кубанит (Рисунок 4.2 з) образует пластинчатые выделения среди халькопирита, являясь продуктом распада высокотемпературного халькопиритового твердого раствора (iss) [Лихачев, 2006]. Халькопирит обычно замещается борнитом с образованием кайм или полных псевдоморфоз (Рисунок 4.2 и). Кубанит и борнит по составу не имеют значимых примесей. В редких случаях встречаются халькозин и ковеллин, в качестве продуктов замещения халькопирита и борнита.

Вкрапленная минерализация массива Номгон относится к редкому типу медных месторождений, связанному с расслоенными ультрамафит-мафитовыми интрузиями [Кривенко и др., 1990]. Сульфиды находятся в интерстициях силикатов, и не образуют вкрапленников в породообразующих минералах (оливине, плагиоклазе), следовательно, их формирование происходило на поздней стадии кристаллизации основного расплава.

Сульфидная ассоциация в массиве Манхан-Ула можно отнести и к одному, и к другому типу минерализации, поскольку в обнаруженных сульфидных вкраплениях (Рисунок 4.2 г) преобладает халькопирит, в сростании с которым отмечается пирротин. Пирротин относится к гексагональной разновидности, содержит примеси Co и Ni (0.08-0.32 и 0.13-0.33 мас. %, соответственно). В породах массива, как и в Номгоне обнаружен пирит в виде кубических кристаллов в интерстициях силикатов.

Таблица 4.1.

Составы сульфидов (wt. %) габброидный массивов Хангайского нагорья

№	Минерал	Fe	Co	S	Ni	Cu	Сумма	Формула
Орцог-Ула								
1	Пирротин (Po)	61.04	0.07	38.66	0.21	-	99.98	(Fe _{8.99} Ni _{0.04}) _{9.03} S _{9.97}
2		61.20	0.16	38.65	-	-	100.07	(Fe _{9.02} Co _{0.02}) _{9.04} S _{9.96}
3		62.71	0.07	36.66	-	-	99.49	Fe _{0.99} S _{1.01}
4		63.09	0.08	35.99	-	-	99.16	Fe _{1.00} S _{1.00}
5		60.87	0.09	38.99	0.23	-	100.18	(Fe _{8.94} Ni _{0.03} Co _{0.01}) _{8.98} S _{10.02}
6		61.11	0.08	38.98	0.24	-	100.41	(Fe _{8.96} Ni _{0.03} Co _{0.01}) _{9.00} S _{10.00}
7		60.63	0.13	38.65	0.33	-	99.74	(Fe _{8.95} Ni _{0.05} Co _{0.01}) _{9.01} S _{9.99}
8		63.36	0.07	35.89	-	-	99.33	Fe _{1.00} S _{1.00}
9	Пентландит (Pn)	31.05	7.23	33.05	29.48	-	100.82	(Fe _{4.27} Ni _{3.84} Co _{0.94}) _{9.05} S _{7.95}
10		30.01	8.76	32.90	28.63	-	100.31	(Fe _{4.14} Ni _{3.75} Co _{1.15}) _{9.05} S _{7.95}
11		29.89	8.08	32.99	29.49	0.11	100.55	(Fe _{4.12} Ni _{3.86} Co _{1.06}) _{9.05} S _{7.95}
12		29.15	8.31	33.18	29.89	-	100.56	(Fe _{4.01} Ni _{3.91} Co _{1.09}) _{9.01} S _{7.99}
13		32.14	4.60	33.28	30.40	-	100.47	(Fe _{4.42} Ni _{3.97} Co _{0.60}) _{8.99} S _{8.01}
14		25.30	15.28	32.97	25.47	-	99.06	(Fe _{3.53} Ni _{3.38} Co _{2.03}) _{8.94} S _{8.06}
15		31.59	4.77	32.85	29.58	-	98.80	(Fe _{4.41} Ni _{3.92} Co _{0.63}) _{8.97} S _{8.03}
16		37.19	3.38	32.66	25.03	-	98.28	(Fe _{5.21} Ni _{3.33} Co _{0.45}) _{8.99} S _{8.01}
17	Со-пентландит (Co-pn)	11.84	45.99	32.73	10.01	-	100.58	(Co _{0.07} Fe _{1.65} Ni _{1.32}) _{9.04} S _{7.96}
18		13.53	42.15	32.82	11.29	-	99.79	(Co _{0.59} Fe _{1.89} Ni _{1.50}) _{8.98} S _{8.02}
19	Халькопирит (Cp)	30.36	0.11	34.40	0.09	34.09	99.04	Cu _{0.99} Fe _{1.01} S _{2.00}
20		29.78	0.06	34.24	-	34.47	98.56	Cu _{1.01} Fe _{0.99} S _{2.00}
21		30.45	0.03	34.59	-	34.07	99.14	Cu _{0.99} Fe _{1.01} S _{2.00}
Манхан-Ула								
22	Пирротин (Po)	59.72	0.32	39.09	0.05	-	99.19	(Fe _{6.97} Co _{0.04}) _{7.01} S _{7.99}
23		60.04	0.08	38.85	0.33	-	99.31	(Fe _{7.01} Ni _{0.04}) _{7.05} S _{7.95}
24		60.48	0.08	38.63	0.27	-	99.47	(Fe _{8.95} Ni _{0.04}) _{8.99} S _{10.01}
25		60.74	0.08	38.55	0.13	-	99.51	(Fe _{8.99} Ni _{0.02} Co _{0.01}) _{9.02} S _{9.98}
26		60.67	0.10	38.48	0.18	-	99.42	(Fe _{8.99} Ni _{0.03}) _{9.02} S _{9.98}
27	Халькопирит (Cp)	30.47	0.04	34.67	-	33.86	99.05	Cu _{0.98} Fe _{1.01} S _{2.01}
28		29.87	0.03	34.63	-	33.94	98.47	Cu _{0.99} Fe _{0.99} S _{2.02}
29		30.21	0.03	34.60	-	34.68	99.52	Cu _{1.00} Fe _{1.00} S _{2.00}
30	Пирит (Py)	46.00	0.03	53.13	-	-	99.16	Fe _{0.99} S _{2.01}
31		47.22	0.06	53.79	-	-	101.07	Fe _{1.00} S _{2.00}
32		47.37	0.07	53.40	-	-	100.87	Fe _{1.01} S _{1.99}
Ямат-Ула								
33	Пирротин (Po)	61.23	-	38.43	0.20	-	99.88	(Fe _{9.04} Ni _{0.03}) _{9.07} S _{9.93}
34		63.11	0.05	37.50	0.14	0.22	101.04	Fe _{0.98} S _{1.02}
35		63.10	-	36.55	-	-	99.72	Fe _{0.99} S _{1.01}

36		62.85	-	35.84	-	-	98.75	Fe _{1.00} S _{1.00}
37		63.80	-	36.33	-	-	100.17	Fe _{1.00} S _{1.00}
38		63.23	-	35.81	-	-	99.07	Fe _{1.00} S _{1.00}
39	Пентландит (Pn)	27.14	11.13	32.75	27.79	-	98.81	(Fe _{3.80} Ni _{3.69} Co _{1.48}) _{8.97} S _{8.03}
40		28.16	14.49	33.12	23.91	0.07	99.77	(Fe _{3.90} Ni _{3.15} Co _{1.91}) _{8.96} S _{8.04}
41		30.28	12.21	33.01	24.32	-	99.88	(Fe _{4.19} Ni _{3.20} Co _{1.60} Cu _{0.01}) _{9.00} S _{8.00}
42		30.74	9.95	32.92	26.15	0.26	100.05	(Fe _{4.25} Ni _{3.43} Co _{1.31} Cu _{0.03}) _{9.03} S _{7.97}
42		31.36	10.25	33.18	25.84	-	100.66	(Fe _{4.31} Ni _{3.37} Co _{1.34}) _{9.02} S _{7.98}
43		55.86	2.10	36.21	4.88	-	99.05	(Fe _{7.95} Ni _{0.63} Co _{0.27}) _{8.85} S _{8.15}
44	Халькопирит (Cp)	30.95	0.08	34.79	0.09	34.19	100.10	Cu _{0.98} Fe _{1.02} S _{2.00}
45		30.59	-	34.52	-	34.23	99.35	Cu _{0.99} Fe _{1.01} S _{2.00}
46		30.86	-	34.70	0.06	34.29	99.95	Cu _{0.99} Fe _{1.01} S _{2.01}
47	Кубанит	40.63	-	35.16	-	23.32	99.11	Cu _{1.00} Fe _{1.99} S _{3.01}
48	(Cbn)	39.53	-	35.11	-	24.32	98.95	Cu _{1.04} Fe _{1.94} S _{3.02}
Номгон								
49	Халькопирит (Cp)	30.63	-	34.60	-	34.76	100.00	Cu _{1.00} Fe _{1.01} S _{1.99}
50		30.39	-	34.76	-	34.90	100.05	Cu _{1.00} Fe _{1.00} S _{2.00}
51		30.16	-	34.40	-	33.95	98.52	Cu _{0.99} Fe _{1.00} S _{2.01}
52	Кубанит (Cbn)	40.62	-	35.11	-	23.28	99.02	Cu _{1.00} Fe _{1.99} S _{3.01}
53		40.70	-	34.80	-	23.38	98.88	Cu _{1.01} Fe _{2.00} S _{2.99}
54	Борнит (Bn)	10.97	-	25.82	-	63.18	100.02	Cu _{4.97} Fe _{0.98} S _{4.05}
55		10.50	-	25.15	-	63.05	98.70	Cu _{5.03} Fe _{0.96} S _{4.01}
56		10.91	-	25.30	-	62.58	98.80	Cu _{4.98} Fe _{0.99} S _{4.03}
57	Ковеллин (Cv)	-	-	30.62	-	65.16	95.78	Cu _{1.03} S _{0.97}
58	Халькозин (Cc)	-	-	20.57	-	77.41	97.98	Cu _{1.96} S _{1.04}
59		-	-	20.40	-	79.47	99.87	Cu _{1.98} S _{1.02}
60	Пирит (Py)	46.19	-	53.01	-	-	99.20	Fe _{1.00} S _{2.00}
61		46.30	-	53.02	-	-	99.32	Fe _{1.00} S _{2.01}

Примечание: Сульфиды (1–4, 9–12) из первой фазы массива Орцог-Ула, (5–8, 13–16) — из второй фазы. Номенклатура сульфидов по [Kretz, 1983]: Po — пирротин, Pn — пентландит, Cp — халькопирит, Cbn — кубанит, Bn — борнит, Cv — ковеллин, Cc — халькозин, Py — пирит. “—” — ниже предела обнаружения.

Выявлены следующие особенности состава рудных минералов. В процессе фракционирования магматических пород и эволюции сульфидного расплава в массивах Хангайского нагорья состав пирротина изменяется от троилита до гексагонального пирротина (FeS => Fe₉S₁₀). Распад гексагонального пирротина с образованием в нем ламелей троилита (Рисунок 4.2 в) – процесс низкотемпературный (от ~ 300 до 100°С и ниже), обусловленный субсолидусным переуравновешиванием исходного высокотемпературного (моносulfидного) твердого раствора (mss) [Kissin, Scott, 1982]. Такие распады выявлены в рудах Cu-Ni-ЭПГ месторождений, таких как Верхнекингашское в Сибири [Лыгин, 2010], массив Суойкун в Северо-Восточном Вьетнаме [Svetlitskaya et al., 2015] и др.

Содержание Fe в пентландите уменьшается с увеличением содержания Ni (Рисунок 4.4) при смене ассоциаций в ряду троилит – гексагональный пирротин. В целом отношения Fe/Ni в пентландите массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула

колеблются в пределах 0,97–1,44 и 0,98–1,79, соответственно. Близкий состав (повышенное содержание железа) имеет пентландит из месторождений Cu-Ni-PGE: Кингаш, Йоко-Довырен и другие массивы южной границы Сибирского кратона [Tolstykh, 2008; Поляков и др., 2013]. Общая тенденция эволюции изученных составов пентландитов от перидотитов до лейкогаббро сопоставима с данными приведенных массивов.

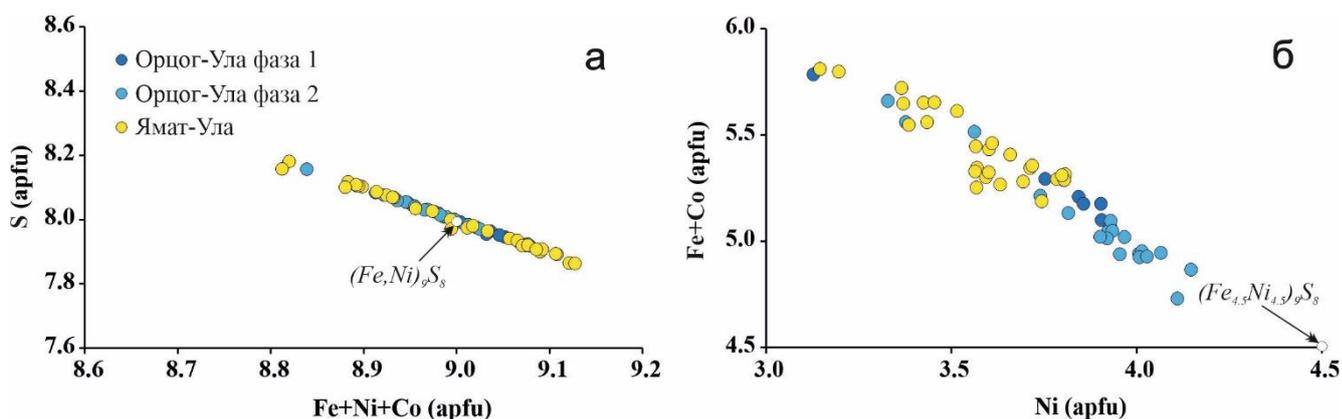


Рисунок 4.4. Эволюция химического состава пентландитов в породах массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула: а) Fe+Ni+Co относительно S; б) Ni относительно Fe+Co. apfu - количество атомов на формульную единицу.

В ходе эволюции сульфидного расплава в массивах Хангайского нагорья возрастают отношения Ni/(Ni+Fe) в пентландите. Выявлено, что в пентландите из массива Орцог-Ула это отношение варьирует от 0.38 (в О1-меланогаббро) до 0.52 (в лейкогаббро), указывая на его эволюцию в интервале летучести серы ($\lg fS_2$) от –2 до –9 при температуре начала формирования около 600°C [Vaughan, Craig, 1978] и последовательном ее снижении до 300°C [Колонин и др., 2000].

Типоморфной особенностью рудной ассоциации изученных массивов является высокое содержание Co в пентландите, достигающая 15 мас.%. В некоторых анализах пентландита массива Орцог-Ула содержание Co превышает сумму (Fe+Ni) и достигает 45,99 мас.%. Такой пентландит был описан как кобальтпентландит [Kuova et al., 1959]. Отношение Co/Ni в пентландите увеличивается от меланократовых к лейкократовым породам, то есть увеличение отношения Ni/Fe указывает на увеличение ($\lg fS_2$) в ходе эволюции рудоформирующей системы от 600 до 200°C [Kaneda et al., 1986].

Сульфидная минерализация (Рисунок 4.2) в массивах Хангайского нагорья формировалась по общепринятому сценарию, включающему основные этапы сульфидообразования в системе Fe-Ni-Cu-S [Craig, Kullerud, 1969; Kullerud et al., 1969; Fleet, Pan, 1994; Лихачев, 2006]. Формирование сульфидной минерализации происходило из сульфидного расплава, который в процессе ликвации отделялся от исходной силикатной магмы и подвергался последующей дифференциации при образовании того или иного массива. Моносульфидные твердые растворы (mss) и промежуточные твердые растворы (iss) кристаллизуются из сульфидного расплава, и ни один из них не стабилен ниже 600°C [Barnes, Lightfoot, 2005]. По мере охлаждения сульфидов, mss распадается с образованием пирротина и пентландита [Kullerud et al., 1969; Sinyakova et al., 2005] с халькопиритом в виде мелких включений по краям зерен пирротина, например, в массивах Орцог-Ула и Ямат-Ула (фаза 1). Троилит замещается гексагональным пирротинном, содержание Ni в пентландите увеличивается, а количество халькопирита во вкрапленниках увеличивается при дифференциации пород (от перидотитов до лейкогаббро), т. е. $Tr + Pn_{(Fe > Ni)} \pm Csp \Rightarrow Po + Pn_{(Fe < Ni)} + Csp$.

Iss разделяется с образованием халькопирита и пирротина ($\pm cbn, \pm pn, \pm py$) [Barnes, Lightfoot, 2005], например, в массивах Манхан-Ула, Дулан-Ула и Ямат-Ула (поздние фазы). Халькопирит образует самостоятельные крупные зерна и мелкие аллотриоморфные агрегаты (Рисунок 4.2 з). На этой стадии кристаллизации сульфиды характеризуются халькопиритом с ламелями кубанита. Кубанит образуется при распаде халькопирита при температурах ниже 200–210°C. [Cabri, 1973]. Ассоциация Cbn-Pn-Csp с остаточными редкими включениями пирротина и отдельными зернами пентландита становится устойчивой при понижении температуры, аналогично тому, что наблюдается в массиве Номгон (Рисунок 4.2 и). Такой борнит, содержащий ламели халькопирита, как показано на Рисунок 4.2 и, был интерпретирован с точки зрения процессов твердофазного распада или процессов несмещения [Cook et al., 2011; Ramdohr, 1980]. Это отличается от большинства сростков халькопирита и борнита, текстуры которых соответствуют реакциям замещения, под действием флюида [Ramdohr, 1980; Robb, 2005].

Таким образом, в ходе кристаллизации пород в каждой из камер становления происходила последующая кристаллизационная дифференциация, которая выражается в последовательном изменении минеральных парагенезисов, связанная с увеличением доли халькопиритовой составляющей и изменении составов основных сульфидов в сторону увеличения S в пирротине и Ni и Co в пентландите. Этот тренд обусловлен увеличением фугитивности серы ($\lg fS_2$) и обогащением сульфидных расплавов медью в ходе развития рудо-формирующей системы [Mirsa, Fleet, 1973; Дистлер и др., 1977; Колонин и др., 2000; Makovicky, 2002].

4.2. Благороднометальная минерализация массивов

Шлиховое опробование в пределах водотоков, размывающих массивы Орцог-Ула и Номгон были обнаружены МПГ, что предполагало наличие в них коренной платиновой минерализации. В дальнейшем на массиве Номгон была установлена и изучена ЭПГ минерализация [Изох и др., 1991; 1992], где основным платиновым минералом является Rh-содержащий сперрилит. Среди палладиевых соединений были выявлены минералы Pd-As-Sb (мертиит-II, изомертиит, стибиопалладинит и маякит), а также Pd-Bi-Te (котульскит, кейтконит, меренскит, мелонит и майченерит) систем. Автором также исследовалась ЭПГ минерализация массива Номгона и к списку ранее найденных минералов были выявлены дополнительно фрудит $Pd(Bi,Te)_2$, Au-Ag сплавы и твердый раствор состава холлингвортит (RhAsS) – сперрилит ($PtAs_2$) (Рисунок 4.5 ж-и).

Благороднометальная минерализация была установлена автором в массиве Орцог-Ула [Sharovalova et al. 2015, Шаповалова и др., 2018]. МПГ обнаружены в тяжелом концентрате пробы В-13060 в виде единичных зерен (20-50 мкм): сперрилит в сростании с кобальтином, пирротинном и маухеритом (Рисунок 4.5 а), брэггит (Pt,Pd,Ni)S (Рисунок 4.5 б) и золото-серебряные сплавы с примесью меди (Au,Cu)Ag (Рисунок 4.5 в). Кроме того, в шлиховых пробах из водотоков, дренирующих массив Орцог-Ула, были обнаружены сперрилит и изоферроплатина

(Рисунок 4.5 г-е), находки которых свидетельствуют о потенциальной платиноносности этого массива [Толстых, Подлипский, 2010; Mao et al., 2018].

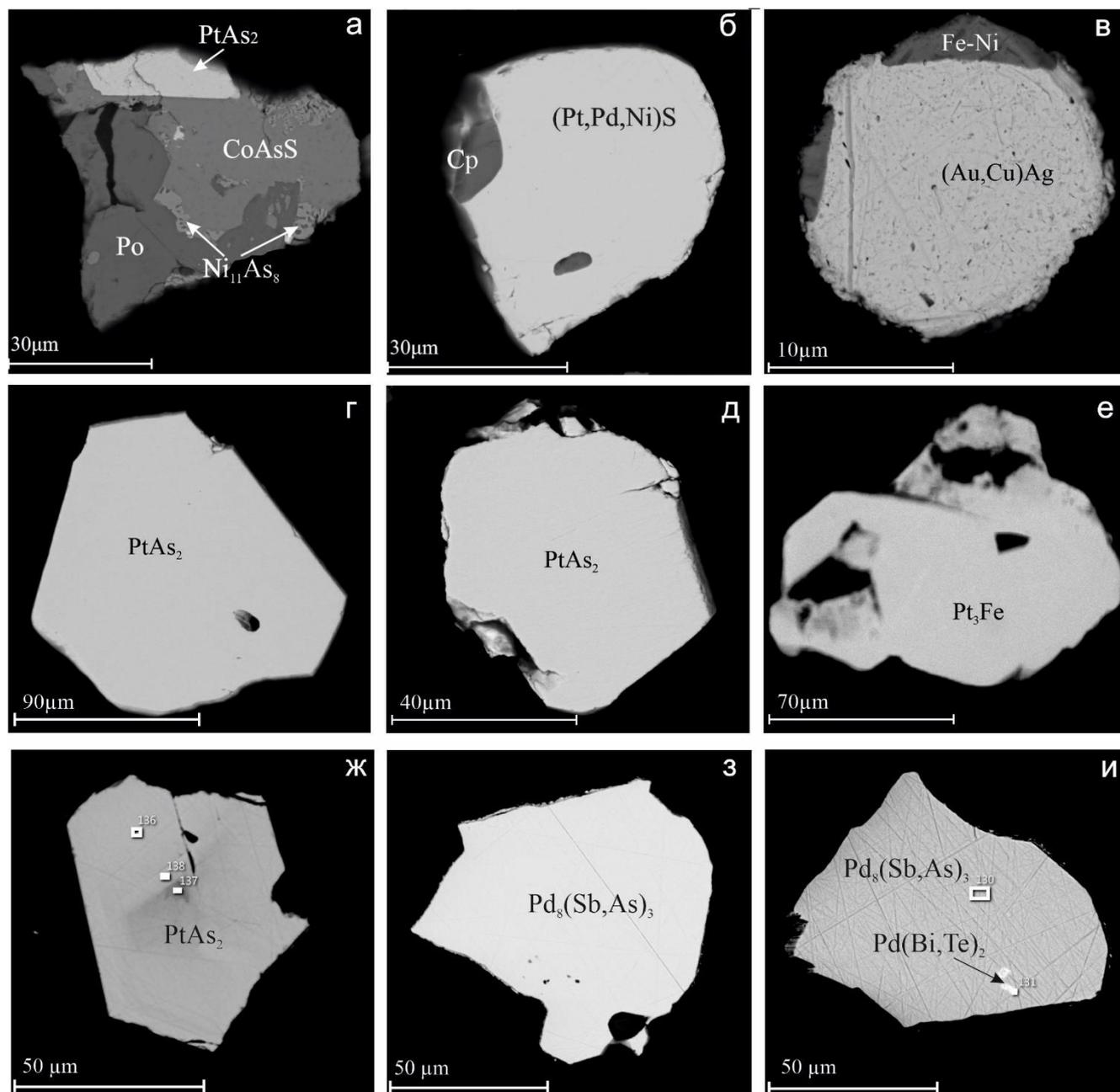


Рисунок 4.5. Минералы ЭПГ и Au из тяжелой фракции массивов Ордог-Ула (а-в) и Номгон (ж-и) и из шлиховых проб массива Ордог-Ула (г-е): а – срастание сперрилита с кобальтином (CoAsS), пирротином (Po) и маухеритом ($Ni_{11}As_8$), б – брэггит Pt(S,Pd,Ni) с халькопиритом, в – Au-Ag сплав, г, д, ж – кристаллы сперрилита ($PtAs_2$), е – кристаллы изоферроплатины (Pt_3Fe), з – зерна мертиита-II, и – включения фрудита $Pd(Bi,Te)_2$ в мертиите-II. Прямоугольники на рисунках ж-и – области анализов SEM.

Составы сперрилита отличаются по содержанию примесей: в массиве Ордог-Ула для сперрилита характерны примеси Fe, Co, Ni (десятые доли %), а для массива Номгон характерен сперрилит с высокими содержаниями Rh (до 4.35 мас. %)

(Таблица 4.2). Золото-серебряные сплавы обоих массивов имеют отношения Au:Ag, близкие к 1:1, но в массиве Номгон сплавы не имеют примесей, тогда как в массиве Орцог-Ула они содержат Cu - 2.72 мас.% и Fe – 0.71 мас. %, в среднем.

Типоморфной характеристикой массива Номгон является Rh- и Os-содержащий сперрилит (Таблица 4.2, [Изох и др., 1992]), аналогичный сперрилиту из Восточно-Сибирской металлогенической провинции (массивы Кингаш, Огницкий, Тартайский) [Поляков и др., 2013; Mekhonoshin et al., 2013]. Этот сперрилит также содержит тугоплавкие элементы (Ir и Os), что свидетельствует о высокой степени плавления мантийного субстрата. Помимо родия, сперрилит постепенно обогащается мышьяком, вплоть до образования холлингвортита [Stumpel, Clark, 1965]. Зерна холлингвортита [(Rh> Pt> Os) AsS] с Pt (до 31 мас.%) и Os (2,4 мас.%) качественно идентифицированы методом EDS-спектрометрии. В результате замещения S на As сульфарсенид и сперрилит образуют непрерывный ряд твердых растворов от PtAs₂ до RhAsS в системе S – PGE – As. Скорее всего, платина входит в холлингвортит в виде сперрилита, а не в виде платорсита, что подтверждается избытком мышьяка в сульфарсенидах, содержащих Pt. Сперрилит, в свою очередь, содержит S (0,6–2,1 мас.%), но природные Pt-содержащие фазы холлингвортита и сперрилита показывают только ограниченный твердый раствор (Рисунок 4.6 а), в котором существует разрыв смесимости, например, между сульфидным и арсенидным расплавами [Leblanc, Fischer, 1990; Gervilla et al., 1996; Gervilla et al., 1997; Gervilla et al., 1998; Hanley, 2007].

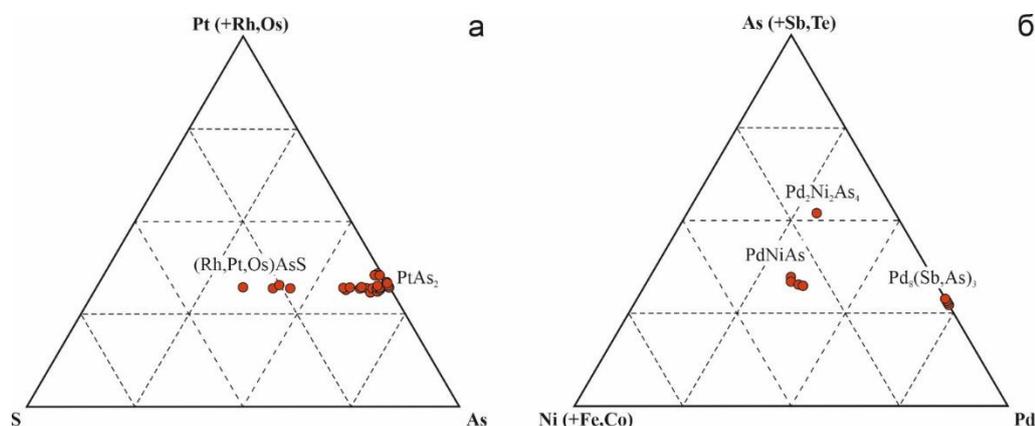


Рисунок 4.6. Состав минералов ЭПГ для массива Номгон: а) твердый раствор сперрилит PtAs₂ - холлингвортит (Rh,Pt,Os)AsS; б) минеральные парагенезисы ЭПГ для системы Ni-As-Pd.

Эти частичные твердые растворы между арсенидами и сульфарсенидами ранее были описаны как промежуточные твердые растворы $PtAs_2 - PtAsS$ и $OsS_2 - OsAsS$ из Корякско-Камчатского платинового пояса [Tolstykh et al., 2004], а между сульфидами и сульфарсенидами - как промежуточные составы $RuS_2 - IrAsS$ в золотоносных россыпях северо-западного Салаира [Толстых и др., 1999].

Pt связывается с As^- , а не с S^{2-} задолго до достижения насыщения арсенида, поскольку Pt плохо растворяется при добавлении As в систему [Helmy et al., 2013]. В отличие от других металлоидных лигандов, As может присутствовать в виде катиона и аниона. Таким образом, арсенид металлов может образовывать $RhAsS$ при дефиците серы в объемной системе [Helmy et al., 2010].

Минералы Pt преобладают над минералами Pd во вкрапленной халькопирит-пентландит-пирротиновой ассоциации массива Орцог-Ула, такие как изоферроплатина, сперрилит и брэггит. Для кубанит-борнит-халькопиритовой ассоциации массива Номгон наоборот, преобладают минералы Pd (мертиит-II, фрудит, маякит см. Рисунок 4.6 б). Разнообразие минералов массива Номгон сопоставимо с халькопиритовыми рудами рудного тела Южное-2 Талнахской интрузии [Krivolutskaya et al. 2018; Tolstykh et al., 2020].

4.3. Геохимические особенности распределения рудных элементов и благородных металлов

Проанализированы породы разного состава из всех фаз массивов Хангайского нагорья на элементы Ni, Cu, Co, Zn, Cr и S (Таблица 4.3). В массиве Орцог-Ула наблюдается высокие концентрации Cr (600-1400 г/т), которое превышает кларковое содержание (70-83 г/т) по [Виноградов, 1962; Taylor, 1964]. Концентраторами Cr являются хромшпинелиды, которые отмечаются в рудной ассоциации массива Орцог-Ула, и оливин. Содержания Ni и Cu варьируют в разных породах. Концентрация Cu является максимальной в массиве Номгон (4035 г/т), тогда как содержание Ni достигает максимума в массиве Орцог-Ула (400 г/т). Следовательно, наиболее высокие значения Ni/Cu отношений отмечается в породах

массива Орцог-Ула, а низкие – в массиве Номгон. Это говорит о том, что сульфидный расплав последнего является наиболее фракционированным.

Высокое содержание Co по сравнению с Ni характерно для пород всех изученных массивов, за исключением массива Орцог-Ула. Отношение Ni/Co (Таблица 4.4) варьирует, достигая максимального значения (5,02) в наиболее фракционированном массиве Номгон, а минимальное (0,7–0,9) характерно для массивов Дулан-Ула и Манхан-Ула с низким содержанием Ni (0,004–0,008 вес.%) (Таблица 4.3). Высокое содержание Co в породах согласуется с повышенным содержанием этого элемента в сульфидах (po, pn, csp, py) и МПГ (сперрилит, маякит) (Таблица 4.1, 4.2).

Данные по Cu, Ni и ЭПГ для всех изученных габброидных массивов Хангайского нагорья нанесены на диаграммы, нормированные на хондрит CI [Anders, Grevesse, 1989] (Рисунок 4.7). Графики содержания ЭПГ в массиве Орцог-Ула демонстрируют пологий положительный наклон кривых распределения элементов от тугоплавких (IPGE) платиноидов (Os, Ir, Ru) к Rh, и далее к легкоплавким (PPGE) Pt и Pd. Концентрации Os, превышающие единицу в относительных координатах, относятся к образцам более меланократовых пород с минимальным содержанием сульфидов, а концентрации Pd, превышающие единицу – к более лейкократовым породам, обогащенным сульфидами (второй фазы внедрения). Концентрации Os и Ir характеризуются минимальными значениями в лейкогаббро, а максимальными значениями - в более меланократовых породах. Значения содержаний рудных элементов в породах второй фазы заметно выше, чем в породах первой фазы (Рисунок 4.7 а, Таблица 4.3). Особенно это выражено в содержаниях Pt, Pd, Cu и Ni, что обусловлено большей степенью фракционирования расплава, формирующего породы и руды второй фазы. Суммы абсолютных содержаний ЭПГ (Таблица 4.4) являются незначительными (до 19 мг/т для 1-ой фазы и 25.5 мг/т для 2-ой фазы), тогда как в 100% сульфиде их содержание достигает 2877 мг/т и 5257 мг/т, соответственно. Составы руд варьируют по соотношению Pd/Pt и Pd/Ir (Таблица 4.4): более высокие значения характерны для медистых руд. Отношение PPGE/IPGE варьирует в

различных интервалах для пород первой (1.54-3.83) и второй (5.67-18.97) фаз, причем это отношение вырастает по мере увеличения лейкократовости пород в обеих фазах.

Для массивов Дулан-Ула и Манхан-Ула характерны графики содержания ЭПГ с более низкими значениями всех ЭПГ, не превышают единицу в относительных координатах к хондриту CI. Суммы абсолютных содержаний ЭПГ меньше (3.20-3.90 мг/т), чем для массива Орцог-Ула, тогда как в отношении Ni/Cu (0.25-0.69) минерализация массивов являются более медистой. Высоким содержанием Cu также характеризуется массив Ямат-Ула (Ni/Cu = 0.04-0.92). Для массива Ямат-Ула (за исключением фазы 3) отмечается низкое содержание ЭПГ в 100% сульфидной фазе в отличие от массивов Орцог-Ула и Номгон (Рисунок 4.7). Это показывает низкую степень фракционирования сульфидного расплава массива, что выражено в отсутствии МПГ в шлиховых пробах и в тяжелых концентратах пород. Для пород третьей фазы (обр. Ш235-14) характерен график распределения элементов с резким положительным наклоном в сторону PPGЕ. Значит на завершающей стадии образования массива сульфидный расплав имел высокую степень фракционирования. Суммы абсолютных содержаний ЭПГ варьируют среди низких значений (4.05-4.87 мг/т), увеличиваясь с увеличением лейкократовости пород.

Для массива Номгон содержания Ni, Cu и ЭПГ были получены ранее [Изох и др., 1991; Мао et al., 2018] и вынесены на график вместе с полученными новыми данными (обр. Ш202-18). Кривые распределения элементов для массива Номгон совпадают (Рисунок 4.7) и имеют более крутой положительный наклон от Rh, Pt к Pd, Au и Cu, что отражает медную специализацию этого рудопроявления и свидетельствует о более высокой степени фракционирования сульфидного расплава. Сумма ЭПГ в массиве Номгон достигает 733 мг/т, что является максимальной среди массивов Хангайского нагорья. В связи с высокой степенью фракционирования сульфидного расплава в шлиховых пробах массива были обнаружены МПГ (Рисунок 4.5), среди которых преобладают Pd разновидности, тогда как в массиве Орцог-Ула преобладают Pt минералы. Это коррелируется с

содержанием Cu в массивах, и поскольку Pd является более легкоплавким минералом относительно Pt, его содержание увеличивается, также как содержание Cu, с эволюцией сульфидного расплава.

Таким образом, минералы Pt преобладают над минералами Pd во вкрапленной халькопирит-пентландит-пирротиновой ассоциации массива Орцог-Ула, тогда как для кубанит-борнит-халькопиритовой ассоциации массива Номгон преобладают минералы Pd. Эту закономерность можно объяснить прямой корреляцией отношения Cu/Ni к Pd/Pt при фракционировании сульфидного расплава [Naldrett, 2004, Лихачев, 2006].

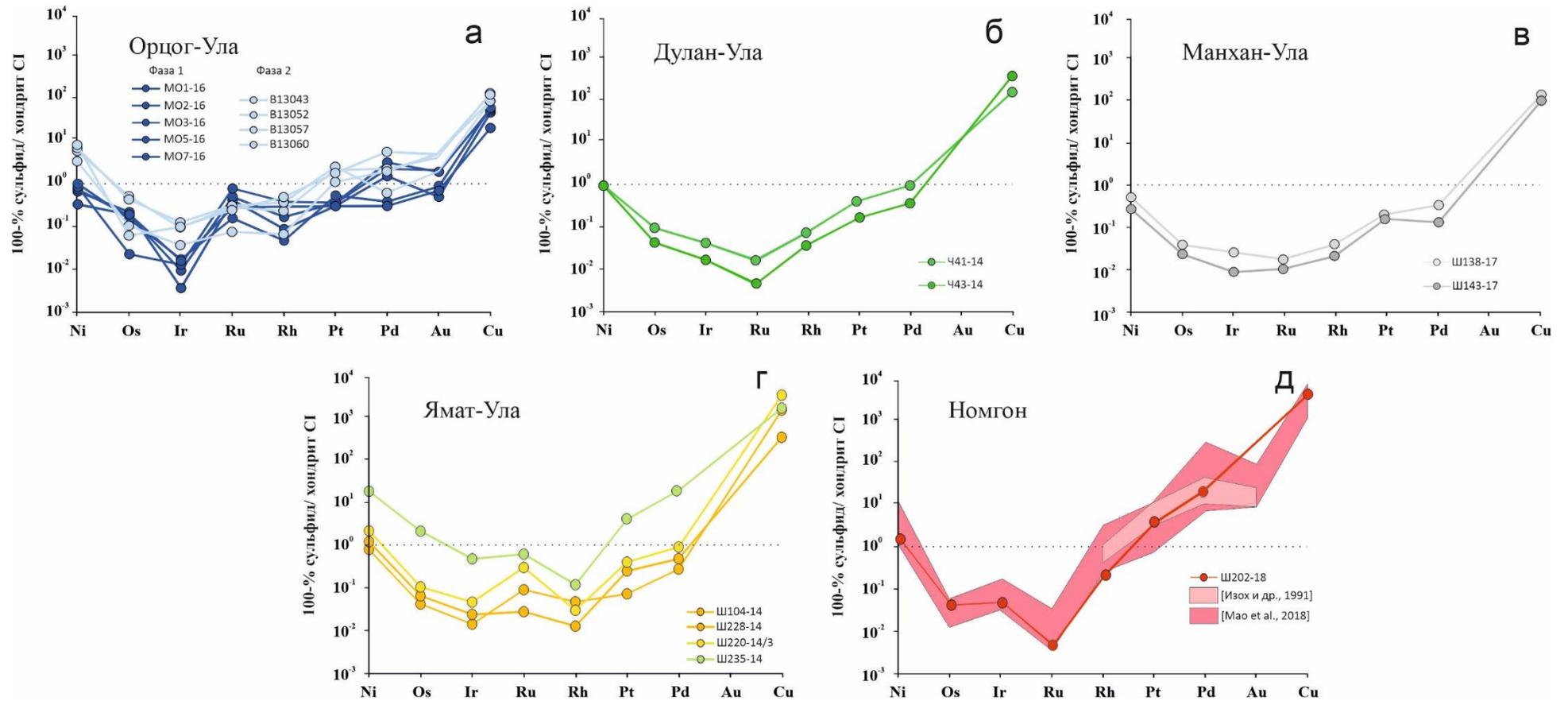


Рисунок 4.7. Графики распределения рудных элементов в 100% сульфидной фазе относительно хондрита C1 в породах массивов Хангайского нагорья.

Таблица 4.2. Составы минералов ЭПГ и Au-Ag сплавы (wt. %) в габброидных массивах Хангайского нагорья

№	Минерал	Fe	Co	Ni	Cu	Au	Ag	Pt	Pd	Os	Rh	Sb	As	S	Сумма	Формула	
Орцог-Ула																	
1	Сперрилит	0.61	0.32	0.40	-	-	-	56.68	-	-	-	-	41.12	0.23	99.37	$(Pt_{1.00}Fe_{0.04}Ni_{0.02}Co_{0.02})_{1.08}(As_{1.89}S_{0.03})_{1.92}$	
2		0.90	0.50	0.41	-	-	-	53.9	-	-	-	-	39.03	0.24	94.97	$(Pt_{1.00}Fe_{0.05}Ni_{0.03}Co_{0.02})_{1.10}(As_{1.87}S_{0.03})_{1.90}$	
3		-	-	-	-	-	-	56.02	-	-	-	-	-	42.88	-	98.90	$Pt_{1.10}As_{1.90}$
4		-	-	-	-	-	-	57.13	-	-	-	-	-	42.66	-	99.79	$Pt_{1.09}As_{1.91}$
5		-	-	-	-	-	-	56.91	-	-	-	-	-	42.08	-	98.99	$Pt_{1.11}As_{1.89}$
6	Брэггит	-	-	1.41	-	-	-	75.44	9.64	-	-	-	-	16.24	102.74	$(Pt_{0.77}Pd_{0.18}Ni_{0.05})_{1.00}S_{1.00}$	
7		-	-	1.21	-	-	-	76.98	8.16	-	-	-	-	15.76	102.11	$(Pt_{0.80}Pd_{0.16}Ni_{0.04})_{1.00}S_{1.00}$	
8	Электрум	0.48	-	-	2.69	58.61	35.85	-	-	-	-	-	-	-	97.63	$Ag_{0.49}Au_{0.44}Cu_{0.06}Fe_{0.01}$	
9		0.96	-	0.82	2.75	58.76	36.9	-	-	-	-	-	-	-	100.18	$Ag_{0.48}Au_{0.42}Cu_{0.06}Fe_{0.02}Ni_{0.02}$	
Номгон																	
10	Сперрилит	-	-	-	-	-	-	50.21	-	-	4.08	-	42.55	1.92	98.77	$(Pt_{0.78}Rh_{0.18})_{0.96}(As_{1.76}S_{0.28})_{2.04}$	
11		-	-	-	-	-	-	51.04	-	-	4.35	-	43.5	2.09	101.91	$(Pt_{0.83}Rh_{0.13})_{0.96}(As_{1.84}S_{0.18})_{2.04}$	
12		-	-	-	-	-	-	52.98	-	-	-	-	42.39	1.40	96.77	$(Pt_{0.91}Rh_{0.05})_{0.96}(As_{1.95}S_{0.09})_{2.04}$	
13		-	-	-	-	-	-	53.37	-	-	1.88	-	43.72	0.98	99.94	$Pt_{0.93}(As_{1.98}S_{0.09})_{2.07}$	
14		-	-	-	-	-	-	54.74	-	-	-	-	42.86	0.82	98.42	$Pt_{0.97}As_{2.03}$	
15		-	-	-	-	-	-	55.58	-	-	-	-	43.41	0.59	99.58	$Pt_{0.98}As_{2.02}$	
16		-	-	-	-	-	-	55.79	-	-	-	0.89	43.04	-	99.72	$Pt_{0.99}As_{2.01}$	
17	Холлингвортит	-	-	-	-	-	-	26.59	-	2.39	24.21	-	37.08	10.36	100.62	$(Rh_{0.59}Pt_{0.34}Os_{0.03})_{0.96}(As_{1.24}S_{0.80})_{2.04}$	
18		-	-	-	-	-	-	28.75	-	2.12	22.60	-	36.55	9.39	99.40	$(Rh_{0.57}Pt_{0.38}Os_{0.03})_{0.98}(As_{1.26}S_{0.76})_{2.02}$	
19		-	-	-	-	-	-	31.03	-	-	20.15	-	37.51	8.17	97.91	$(Rh_{0.50}Pt_{0.41})_{0.91}(As_{1.28}S_{0.81})_{2.09}$	
20	Маякит	-	0.54	23.95	-	-	-	-	43.64	-	-	1.27	31.72	-	101.12	$Pd_{0.99}(Ni_{0.97}Co_{0.02})_{0.99}(As_{1.00}Sb_{0.02})_{1.02}$	
21		-	0.40	24.03	-	-	-	-	43.92	-	-	1.16	31.4	-	100.9	$Pd_{0.98}(Ni_{0.98}Co_{0.02})_{1.00}(As_{1.00}Sb_{0.02})_{1.02}$	
22		1.35	-	19.82	-	-	-	-	44.12	-	-	2.78	26.16	-	94.51	$Pd_{1.07}(Ni_{0.88}Fe_{0.08})_{0.96}(As_{0.91}Sb_{0.06})_{0.97}$	
23	Мертиит-II	-	-	-	0.96	-	-	-	65.69	-	-	25.9	3.03	-	95.59	$(Pd_{7.67}Cu_{0.19})_{7.86}(Sb_{2.64}As_{0.50})_{3.14}$	
24		-	-	-	1.35	-	-	-	68.45	-	-	27.76	2.73	-	100.29	$(Pd_{7.62}Cu_{0.25})_{7.87}(Sb_{2.70}As_{0.43})_{3.13}$	
25		-	-	-	1.22	-	-	-	68.47	-	-	31.89	-	-	101.58	$(Pd_{7.66}Cu_{0.23})_{7.89}Sb_{3.11}$	
26		-	-	-	1.5	-	-	-	68.85	-	-	28.05	2.63	-	101.03	$(Pd_{7.60}Cu_{0.28})_{7.88}(Sb_{2.71}As_{0.41})_{3.12}$	
27		-	-	-	1.25	-	-	-	68.96	-	-	27.86	3.15	-	101.22	$(Pd_{7.60}Cu_{0.23})_{7.83}(Sb_{2.68}As_{0.49})_{3.17}$	
28		-	-	-	1.05	-	-	-	69.07	-	-	27.39	3.15	-	100.66	$(Pd_{7.66}Cu_{0.19})_{7.85}(Sb_{2.65}As_{0.50})_{3.15}$	
29		-	-	-	-	-	1.35	-	69.32	-	-	26.97	3.13	-	100.77	$(Pd_{7.73}Ag_{0.15})_{7.88}(Sb_{2.62}As_{0.50})_{3.12}$	
30	Электрум	-	-	-	-	67.44	32.78	-	-	-	-	-	-	-	100.22	$Au_{0.53}Ag_{0.47}$	
31		-	-	-	-	63.87	35.04	-	-	-	-	-	-	-	98.91	$Au_{0.50}Ag_{0.50}$	
32		-	-	-	-	55.5	41.77	-	-	-	-	-	-	-	97.27	$Au_{0.58}Ag_{0.42}$	

Примечание: “-” — ниже предела обнаружения.

Содержание рудных элементов (wt. %)¹ и ЭПГ (мг/т)² в габброидных массивах Хангайского нагорья

№	Фаза	Порода	Образец	S, wt%	Ni	Cu	Co	Cr	Pt, мг/т	Pd	Ir	Os	Rh	Ru	Au
Орцог-Ула															
1	1	Ol мезогаббро	MO1-16	0,34	0,01	0,01	-	0,06	2,72	7,55	0,02	0,96	0,11	2,64	0,62
2	1	Ol лейкогаббро	MO2-16	0,33	0,01	0,01	-	0,06	3,09	10,88	0,04	0,77	0,20	3,08	0,00
3	1	Ol мезогаббро	MO3-16	0,22	0,01	0,00	-	0,06	2,12	10,10	0,04	0,07	0,30	3,22	1,53
4	1	Ol меланогаббро	MO5-16	0,31	0,01	0,01	-	0,07	4,36	1,78	0,07	0,61	0,05	0,92	0,99
5	1	Ol меланогаббро	MO7-16	0,37	0,00	0,00	-	0,02	2,94	1,67	0,08	0,92	0,00	2,00	0,95
6	2	Vt-Hbl-содержащее Ol меланогаббро	B13043	0,25	0,04	0,01	-	-	13,00	8,00	0,30	1,60	0,20	1,30	0,00
7	2	Vt-Hbl-содержащее Ol мезогаббро	B13052	0,43	0,04	0,01	-	-	12,00	12,00	0,20	0,57	0,10	0,60	-
8	2	Vt-содержащее Ol мезогаббро	B13057	0,16	0,03	0,00	-	-	10,00	1,40	0,25	0,86	0,20	0,90	-
9	2	Vt-содержащее Ol меланогаббро	B13060	0,18	0,04	0,01	-	-	8,00	14,00	0,22	0,14	0,30	0,80	-
Дулан-Ула															
10		Ol мезогаббро	Ч41-14	0,21	0,00	0,01	0,01	0,01	1,37	2,12	0,09	0,21	0,04	0,06	-
11		Ol мезогаббро	Ч43-14	0,40	0,01	0,03	0,01	0,01	1,39	1,62	0,07	0,18	0,04	0,04	-
Манхан-Ула															
12		лейкогаббро	Ш138-17	0,31	0,00	0,01	0,005	0,005	1,54	1,43	0,09	0,14	0,04	0,10	-
13		мезогаббро	Ш143-17	0,52	0,00	0,02	0,005	0,005	1,92	0,94	0,06	0,15	0,04	0,10	-
Ямат-Ула															
14	1	амфиболизированное мезогаббро	Ш220-14/3	0,16	0,01	0,20	0,004	0,004	1,61	2,09	0,09	0,20	0,02	0,86	-
15	1	амфиболизированное мезогаббро	Ш228-14	0,59	0,01	0,29	0,005	0,005	0,95	2,08	0,09	0,27	0,08	0,86	-
16	2	Vt-Hbl-содержащее мезогаббронорит	Ш104-14	0,32	0,01	0,03	0,006	0,006	1,71	1,90	0,08	0,21	0,01	0,13	-
17	3	Vt-содержащий Ol монцогаббронорит	Ш235-14	0,01	0,00	0,01	0,003	0,003	1,19	2,62	0,05	0,24	0,00	0,10	-
Номгон															
18		лейкогаббро	Ш202-18	0,21	0,01	0,40	0,004	-	35,00	132,83	0,16	0,14	18,47	0,02	-
19		Сульфидсодержащая зона 1		0,60	0,02	0,34	0,005	-	114,00	388,00	-	-	2,40	-	-
20		Сульфидсодержащая зона 2		0,50	0,01	0,17	0,006	-	69,00	132,00	-	-	1,20	-	-
21		Сульфидсодержащая зона 3		0,70	0,02	0,28	0,004	-	142,00	300,00	-	-	2,60	-	-
22		Сульфидсодержащая зона 4		1,30	0,03	0,86	0,007	-	190,00	540,00	-	-	3,20	-	-
23		Оливинсодержащее габбро		0,09	0,01	0,10	-	-	2,68	0,94	0,01	0,07	0,02	0,02	-

Таблица 4.3. (продолжение)

№	Фаза	Порода	Образец	S, wt%	Ni	Cu	Co	Cr	Pt, мг/г	Pd	Ir	Os	Rh	Ru	Au
24		Оливинсодержащее габбро		0,05	0,01	0,02	-	-	7,17	5,99	0,04	0,02	0,11	0,02	-
25		Габбро (мелкозернистое)		0,02	0,01	0,06	-	-	2,88	132,00	0,01	0,02	0,02	0,01	-
26		Троктолит		0,22	0,01	0,22	-	-	2,65	2,19	0,02	0,04	0,05	0,02	-
27		Оливиновое габбро		0,58	0,02	0,57	-	-	59,70	11,30	0,47	0,10	2,23	0,04	-
28		Оливиновое габбро		0,38	0,03	0,39	-	-	100,20	282,70	1,03	0,14	4,54	0,06	-
Содержание рудных элементов и ЭПГ пересчитанное на 100% сульфид³															
Орцог-Ула															
1	1	Ol мезогаббро	MO1-16	39,96	0,76	0,59	-	-	0,320	0,888	0,002	0,113	0,013	0,310	0,073
2	1	Ol лейкогаббро	MO2-16	39,96	0,86	0,67	-	-	0,374	1,317	0,005	0,093	0,024	0,373	-
3	1	Ol мезогаббро	MO3-16	39,95	0,98	0,73	-	-	0,385	1,834	0,007	0,012	0,054	0,585	0,278
4	1	Ol меланогаббро	MO5-16	39,96	1,17	0,76	-	-	0,562	0,229	0,009	0,078	0,007	0,119	0,128
5	1	Ol меланогаббро	MO7-16	39,99	0,39	0,26	-	-	0,318	0,181	0,008	0,100	н.п.о.	0,216	0,103
6	2	Vt-Nbl-содержащее Ol меланогаббро	B13043	38,60	6,18	1,56	-	-	2,007	1,235	0,046	0,247	0,031	0,201	-
7	2	Vt-Nbl-содержащее Ol мезогаббро	B13052	39,16	3,64	1,05	-	-	1,093	1,093	0,018	0,052	0,009	0,055	-
8	2	Vt-содержащее Ol мезогаббро	B13057	38,49	7,22	1,01	-	-	2,405	0,337	0,060	0,207	0,048	0,216	-
9	2	Vt-содержащее Ol меланогаббро	B13060	38,19	8,49	1,42	-	-	1,697	2,970	0,047	0,030	0,064	0,170	-
Дулан-Ула															
10		Ol мезогаббро	Ч41-14	39,88	0,80	1,16	0,99	-	0,261	0,403	0,018	0,039	0,008	0,011	-
11		Ol мезогаббро	Ч43-14	39,66	0,78	2,68	0,56	-	0,138	0,161	0,007	0,018	0,004	0,004	-
Манхан-Ула															
12		лейкогаббро	Ш138-17	39,79	0,55	1,63	0,60	-	0,198	0,183	0,012	0,019	0,005	0,013	-
13		мезогаббро	Ш143-17	39,84	0,29	1,18	0,41	-	0,147	0,072	0,004	0,011	0,003	0,008	-
Ямат-Ула															
14	1	амфиболизированное мезогаббро	Ш220-14/3	34,02	2,13	41,57	0,85	-	0,343	0,444	0,019	0,043	0,003	0,184	-
15	1	амфиболизированное мезогаббро	Ш228-14	37,38	0,76	18,15	0,29	-	0,060	0,132	0,006	0,017	0,005	0,054	-
16	2	Vt-Nbl-содержащее мезогаббронорит	Ш104-14	39,47	1,17	4,11	0,78	-	0,211	0,235	0,009	0,026	0,001	0,016	-
17	3	Vt-содержащий Ol монцогаббронорит	Ш235-14	38,19	18,72	20,24	11,46	-	4,557	10,005	0,198	0,923	0,013	0,384	-
Номгон															
18		лейкогаббро	Ш202-18	31,28	1,83	60,10	0,60	-	5,213	19,785	0,024	0,022	0,028	0,004	-

Таблица 4.3. (продолжение)

№	Фаза	Порода	Образец	S, wt%	Ni	Cu	Co	Cr	Pt, мг/т	Pd	Ir	Os	Rh	Ru	Au
19		Сульфидсодержащая зона 1		36,99	1,33	21,05	0,30	-	7,028	23,920	-	-	0,148	-	-
20		Сульфидсодержащая зона 2		38,11	1,05	13,32	0,44	-	5,259	10,060	-	-	0,091	-	-
21		Сульфидсодержащая зона 3		37,88	1,17	14,93	0,23	-	7,684	16,233	-	-	0,141	-	-
22		Сульфидсодержащая зона 4		36,51	0,79	24,07	0,20	-	5,336	15,166	-	-	0,090	-	-
23		Оливинсодержащее габбро		40,27	4,47	0,04	-	-	1,199	0,421	0,004	0,031	0,009	0,009	-
24		Оливинсодержащее габбро		38,23	7,65	15,29	-	-	5,482	4,580	0,031	0,015	0,084	0,015	-
25		Габбро (мелкозернистое)		28,31	12,74	84,93	-	-	4,077	186,857	0,014	0,028	0,028	0,014	-
26		Троктолит		34,96	1,59	34,96	-	-	0,421	0,348	0,003	0,006	0,008	0,003	-
27		Оливиновое габбро		35,02	1,21	34,41	-	-	3,604	0,682	0,028	0,006	0,135	0,002	-
28		Оливиновое габбро		34,91	2,76	35,82	-	-	9,204	25,968	0,095	0,013	0,417	0,006	-

¹ Определение элементов (Cu, Ni, Zn, Cr, S) проводилось в ИГХ СО РАН на атомно - абсорбционном спектрофотометре AAnalyst модель 800 (Perkin Elmer, США) с электротермическим атомизатором поперечного нагрева THGA и пламенным атомизатором.

² Определение концентраций ЭПГ: Ru, Rh, Pd, Pt, Ir, Os и Au в образцах было получено методом МС-ИСП на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT-2 (Finnigan MAT, Германия) в ИГХ СО РАН

³ Метод пересчета на 100% сульфид по [Barnes and Lightfoot, 2005].

Примечание. «-» - не определялось. Содержания элементов из сульфидсодержащих зон (19-28) массива Номгон взяты из статей [Изох и др., 1991; Mao et al., 2018].

Таблица 4.4.

Характеристики сульфидсодержащих пород в габброидных массивах Хангайского нагорья

№	Фаза	Порода	Образец	ΣPGE, мг/т	PPGE/IPGE	Pt/Pd	Pd/Ir	Cu/Pd*1000	Ni/Cu	Ni/Co	Cu/S
Орцог-Ула											
1	1	Ol мезогаббро	MO1-16	15,42	2,84	0,36	450,79	6,62	1,30	-	68,00
2	1	Ol лейкогаббро	MO2-16	19,48	3,59	0,28	264,58	5,06	1,29	-	60,00
3	1	Ol мезогаббро	MO3-16	16,82	3,68	0,21	266,10	3,96	1,35	-	55,00
4	1	Ol меланогаббро	MO5-16	9,07	3,83	2,45	25,15	33,15	1,54	-	52,54
5	1	Ol меланогаббро	MO7-16	8,71	1,54	1,76	21,53	14,36	1,50	-	154,17
6	2	Vt-Hbl-содержащее Ol меланогаббро	B13043	24,40	6,56	1,63	26,67	12,63	3,96	-	24,75
7	2	Vt-Hbl-содержащее Ol мезогаббро	B13052	25,47	17,52	1,00	60,00	9,58	3,48	-	37,39

Таблица 4.4. (продолжение)

№	Фаза	Порода	Образец	ΣPGE, мг/т	PPGE/IPGE	Pt/Pd	Pd/Ir	Cu/Pd*1000	Ni/Cu	Ni/Co	Cu/S
8	2	Vt-содержащее Ol мезогаббро	B13057	13,61	5,67	7,14	5,60	30,00	7,14	-	38,10
9	2	Vt-содержащее Ol меланогаббро	B13060	23,46	18,97	0,57	63,64	4,79	5,97	-	26,87
Дулан-Ула											
10		Ol мезогаббро	Ч41-14	3,90	9,79	0,65	22,82	28,72	0,69	0,81	34,43
11		Ol мезогаббро	Ч43-14	3,35	10,15	0,86	22,03	166,30	0,29	1,41	14,81
Манхан-Ула											
12		лейкогаббро	Ш138-17	3,35	8,75	1,08	15,07	89,03	0,34	0,91	24,41
13		мезогаббро	Ш143-17	3,20	9,51	2,03	17,10	163,03	0,25	0,70	33,77
Ямат-Ула											
14	1	амфиболизированное мезогаббро	Ш220-14/3	4,87	3,21	0,77	23,99	935,35	0,05	2,50	0,82
15	1	амфиболизированное мезогаббро	Ш228-14	4,32	2,50	0,46	23,80	1375,73	0,04	2,61	2,06
16	2	Vt-Nbl-содержащее мезогаббронорит	Ш104-14	4,05	8,58	0,90	24,75	175,01	0,29	1,51	9,61
17	3	Vt-содержащий Ol монцогаббронорит	Ш235-14	4,21	9,68	0,46	50,48	20,23	0,92	1,63	1,89
Номгон											
18		лейкогаббро	Ш202-18	186,63	509,31	0,26	822,15	30,38	0,03	3,08	0,52
19		Сульфидсодержащая зона 1		504,40	-	0,29	-	8,80	0,06	4,48	1,76
20		Сульфидсодержащая зона 2		202,20	-	0,52	-	13,24	0,08	2,38	2,86
21		Сульфидсодержащая зона 3		444,60	-	0,47	-	9,20	0,08	5,02	2,54
22		Сульфидсодержащая зона 4		733,20	-	0,35	-	15,87	0,03	4,00	1,52
23		Оливинсодержащее габбро		3,74	36,20	2,85	94,00	1063,83	0,10	-	0,90
24		Оливинсодержащее габбро		13,35	164,50	1,20	149,75	33,39	0,50	-	2,50
25		Габбро (мелкозернистое)		134,94	3372,00	0,02	13200,00	4,55	0,15	-	0,33
26		Троктолит		4,97	60,50	1,21	109,50	1004,57	0,05	-	1,00
27		Оливиновое габбро		73,84	116,39	5,28	24,04	504,42	0,04	-	1,02
28		Оливиновое габбро		388,67	311,30	0,35	274,47	13,80	0,08	-	0,97

Примечание. Характеристики для пород массива Номгон (19-28) взяты из [Изох и др., 1991; Mao et al., 2018]; “—” — нет данных.

Глава 5. ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ

5.1. Возраст габброидных массивов Хангайского нагорья

На геологических картах Хангайского нагорья в более ранних исследованиях все ультрамафит-мафитовые интрузии отмечены раннепалеозойским возрастом [Хосбаяр и др., 1987; Изох и др., 1990]. При установлении возраста U-Pb и Ar-Ar методами датировки отвечают пермскому времени (Таблица 5.1). Массив Орцог-Ула имеет возраст 278.7 ± 2.5 млн лет (1 фаза, ^{39}Ar - ^{40}Ar) и 272 ± 2 млн лет (2 фаза, U-Pb, SHRIMP-II), массив Ямат-Ула – 255.8 ± 2.9 млн лет (1 фаза, U-Pb), 262.6 ± 3.1 млн (2 фаза, U-Pb) лет, массив Номгон - 255 ± 3 млн лет (U-Pb, SHRIMP-II), 251.8 ± 6.3 млн лет (^{39}Ar - ^{40}Ar). Датировки массива Номгон подтверждают имевшийся Sm-Nd изохронный возраст 256 ± 21 млн лет [Изох и др., 1998]. Таким образом, возраст массива Номгон совпадает по различным изотопным системам и соответствует перми, как и возраст остальных массивов.

Полученные датировки габброидных массивов попадают в следующий интервал времени: 278–255 млн. лет, что свидетельствует об образовании массивов во время формирования Хангайского батолита (~270–240 млн лет) [Ярмолюк и др., 2019], и в качестве его первой фазы [Изох и др., 2010].

Таблица 5.1.

Возраст габброидов массивов Хангайского нагорья

№	Образец	Массив	Фаза	Метод	Возраст	Ссылки
1	Ш20-15	Орцог-Ула	1	Ar-Ar, Hbl	278 ± 2.5 Ma	данные автора
2	B13057	Орцог-Ула	2	U-Pb, циркон	272 ± 2 Ma	данные автора
3	B13057	Орцог-Ула	2	Ar-Ar, биотит	257 ± 6.5 Ma	данные автора
4	Ш220-14/2	Ямат-Ула	1	U-Pb, циркон	255.8 ± 2.9 Ma	данные автора
5	Ш105-14	Ямат-Ула	2	U-Pb, циркон	262.6 ± 3.1 Ma	данные автора
6	И4640	Номгон		Sm-Nd	256 ± 21 Ma	[Изох и др., 1998]
7	B13088	Номгон		U-Pb, циркон	255 ± 3 Ma	данные автора
8	B13088	Номгон		Ar-Ar, биотит	251.8 ± 6.3 Ma	данные автора

Приведённые данные позволяют сформулировать **первое защищаемое положение:**

По данным U-Pb (циркон) и Ar-Ar (амфибол, биотит) датирования формирование габброидных массивов Хангайского нагорья произошло в пермское время (278-255 млн. лет).

5.2. Петрология массивов

Массивы Хангайского нагорья представлены ультраосновными и основными породами с близкими трендами фракционирования (Рисунок 5.1 а, б). На диаграммах вынесены составы Ol, Pl, Орх и Срх. Поскольку минералы немного варьируют по составам (MgO, Al₂O₃, CaO) в зависимости от массива, на диаграммах они обозначены областями. Заметим, что для пород первой фазы массива Орцог-Ула характерен Ol-Pl тренд фракционирования с незначительным влиянием Срх, в результате чего, наблюдается некоторый разброс составов пород в сторону клинопироксена (характерно для пород второй фазы?). Подобные тренды Ol-Pl с отклонением в сторону Срх характерны для пород массивов Дулан-Ула (Рисунок 3.15) и Номгон (Рисунок 3.34). Для пород второй фазы массива Орцог-Ула характерен Орх-Pl тренд фракционирования, что четко прослеживается на графике (Рисунок 5.1б). Для пород массива Ямат-Ула также характерны Ol-Pl (1 фаза) и Орх-Pl (2 фаза) тренды фракционирования. Для массива Манхан-Ула наблюдается Орх-Pl тренд. Таким образом, для всех массивов Хангайского нагорья характерны два тренда фракционирования: Ol-Pl и Орх-Pl, что привело к такому разнообразию пород массивов. Наблюдается закономерность, что для пород ранних фаз массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула характерен Ol-Pl тренд фракционирования, тогда как для пород поздних фаз проявлен Орх-Pl тренд.

В ходе развития магматической системы каждого интрузива и фракционирования пород (Рисунок 5.1 а) происходило накопление некогерентных элементов, TiO₂, P₂O₅, и особенно щелочей Na₂O+K₂O (Рисунок 5.1 в). Повышенное содержание щелочей характерно для вторых фаз массивов Орцог-Ула (0,7-1,7 мас.% при MgO=12,6-25,3 мас.%) и Ямат-Ула (1,9-2,5 мас.% при MgO=12,5-27,8 мас.%), а также для третьей фазы массива Ямат-Ула, в которой достигается

максимальное содержание щелочей (до 6,5 мас. %). Высокие значения TiO_2 характерны для пород массивов Манхан-Ула, Номгон и третьей фазы массива Ямат-Ула, что согласуется с наличием в этих породах ильменита. Наиболее обогащенный фосфором (особенно, фаза 3 до 0,4 мас. % P_2O_5), а также максимально обогащенный калием (4,4 мас. % K_2O – фаза 3) является массив Ямат-Ула.

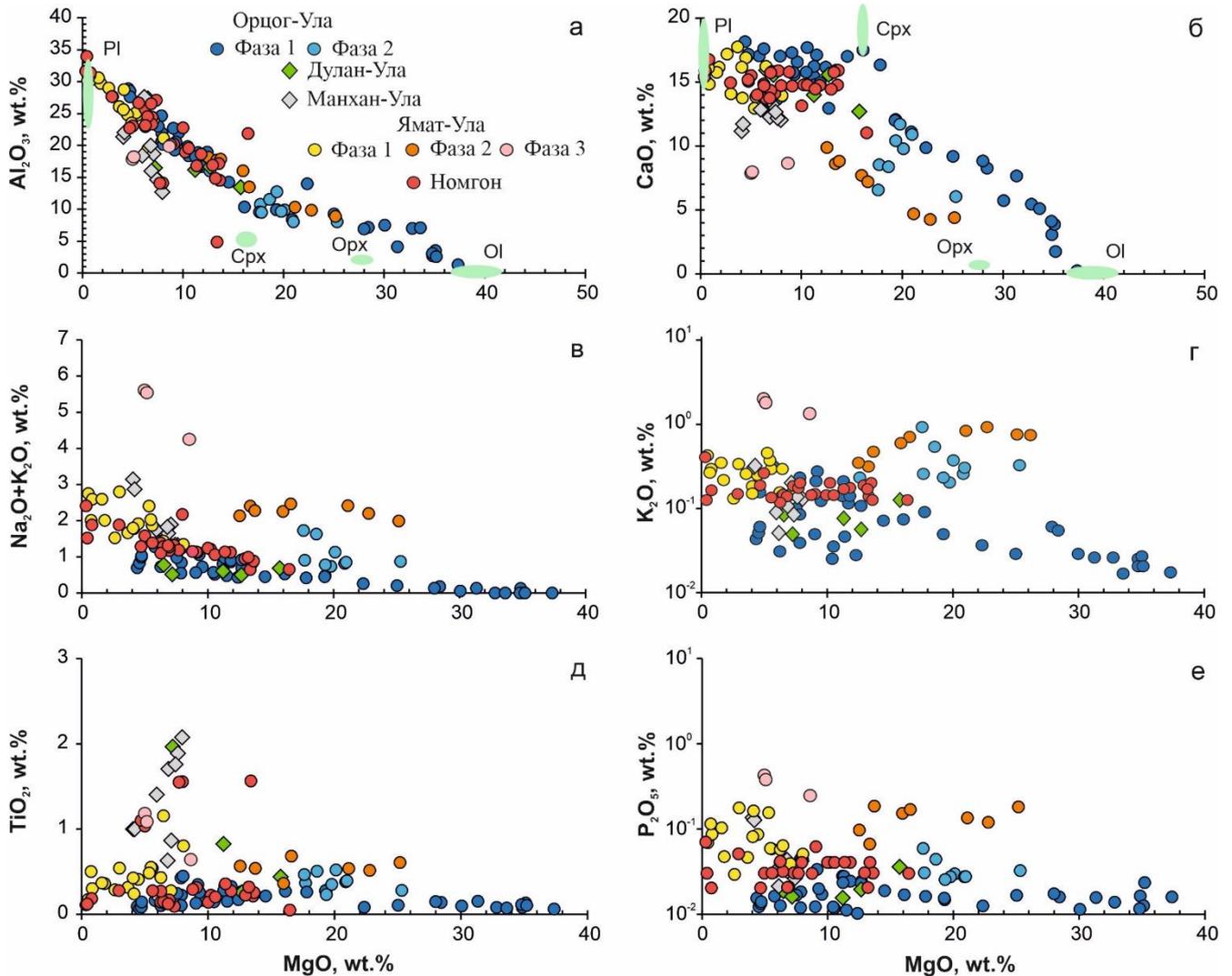


Рисунок 5.1. Содержание MgO в габброидных породах массивов Хангайского нагорья относительно Al_2O_3 (а), CaO (б), $(Na_2O + K_2O)$ (в), K_2O (г), TiO_2 (д), P_2O_5 (е).

Содержание редких элементов (РЭ) относительно MgO_2 (Рисунок 5.2) показывает прямую корреляцию элементов во всех массивах с фракционированием пород. Ярko выражено увеличение редких элементов с уменьшением MgO для пород массива Орцог-Ула, где максимальные значения РЭ содержатся во второй фазе массива. Особенности поведения MgO , CaO , Al_2O_3 (Рисунок 5.1 а–б) демонстрируют, что для габброидов главным фактором дифференциации являлось

фракционирование мафических минералов – оливина и, в меньшей степени, клинопироксена. Поведение CaO и Al₂O₃ показывает, что на эволюцию составов существенное влияние оказало фракционирование плагиоклаза. Предположения о фракционировании указанных минералов подтверждаются поведением Rb, Ba, La, Sr и Eu (Рисунок 5.2, а, б, г, ж, з), а именно, их увеличением с уменьшением MgO в породе.

Содержание редкоземельных элементов в породах всех изученных массивов приведены в таблице (Приложение 1.8). Породы всех массивов обогащены легкими редкоземельными элементами, т.е. спектры распределения РЗЭ имеют слабый отрицательный наклон. Характерны умеренно-фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов (La/Yb)_n и положительная европиевая аномалия Eu/Eu* = 1.20 – 3.64.

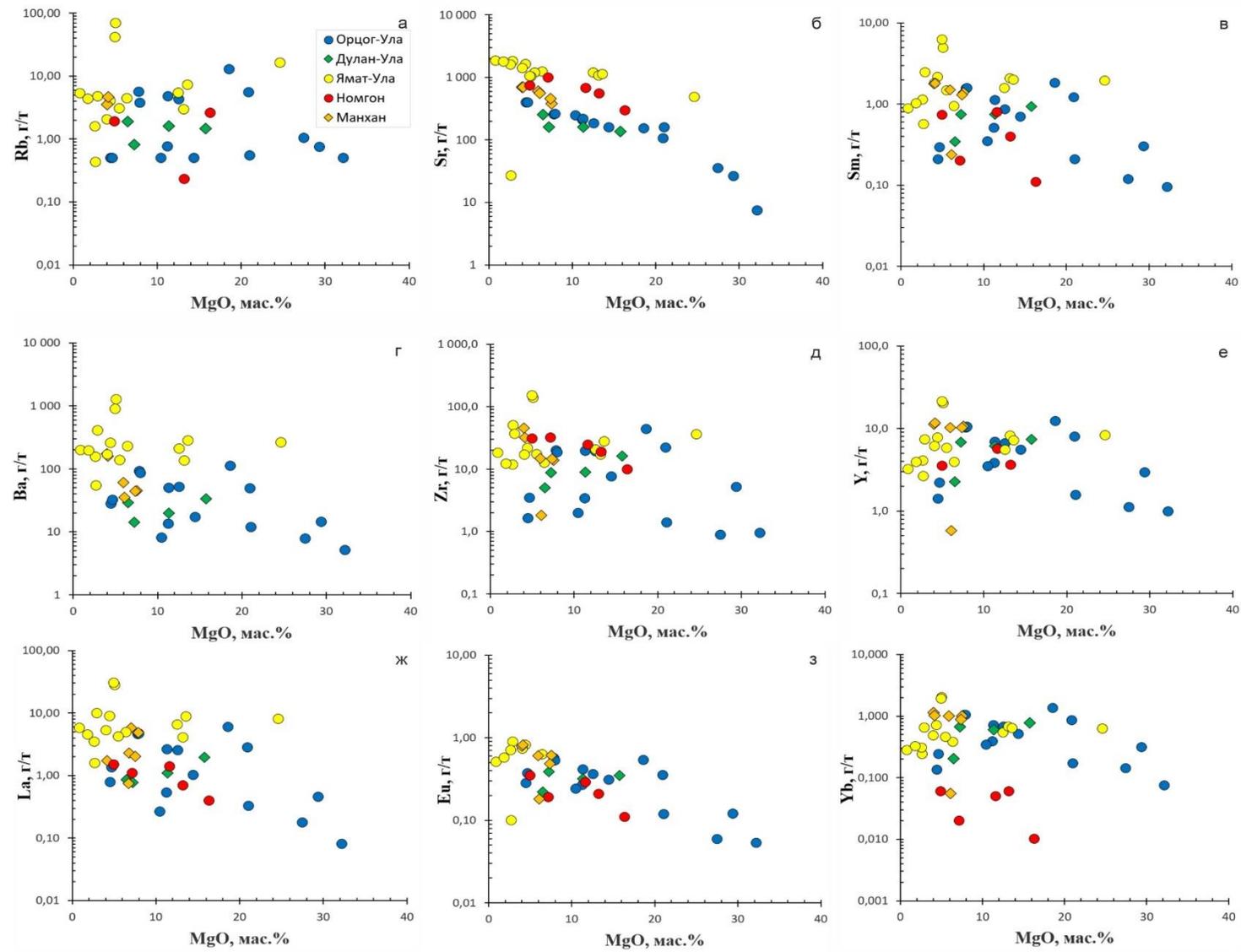


Рисунок 5.2. Составы пород массивов Хангайского нагорья: а) MgO-Rb; б) MgO-Sr; в) MgO-Sm; г) MgO-Ba; д) MgO-Zr; е) MgO-Y; ж) MgO-La; з) MgO-Eu; и) MgO-Yb.

Полифазные массивы

Рассмотрим отдельно полифазные массивы Орцог-Ула и Ямат-Ула. В поздних фазах массивов появляются первичный магматический амфибол и биотит, с высокими содержаниями TiO_2 (Bt – 3,1-3,6 мас.%, Hbl – 3,21-4,2 мас.%). Фазы отличаются трендами фракционирования: для пород ранних фаз массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула характерен Ol-P1 тренд фракционирования, тогда как для пород поздних фаз - Орх-P1 тренд (Рисунок 5.1. б).

На Рисунке 5.3 в первой фазе массивов содержания MgO варьируют в широких пределах: от 4 до 38 мас. % для массива Орцог-Ула, и от 0,5 до 8 мас. % для массива Ямат-Ула (в лейкократовой части), при низком содержании K_2O (0,03-0,14 и 0,12-0,42 мас.%, соответственно). Тогда как, породы поздних фаз, содержащие высокие значения MgO: 12,59-25,27 мас.% (Орцог-Ула) и 12,54-25,17 мас.% (Ямат-Ула) обогащены K_2O (0,20-0,87 и 0,30-0,87 мас.%, соответственно). Такая же закономерность наблюдается по TiO_2 , P_2O_5 и Na_2O+K_2O (Рисунок 5.3. а, в, г). Таким образом, породы вторых фаз массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула содержат повышенные концентрации некогерентных элементов, в том числе и щелочей, при этом для этих же пород типичны высокие содержания магния. Из чего следует, что родоначальные расплавы для первых фаз и для вторых были различными.

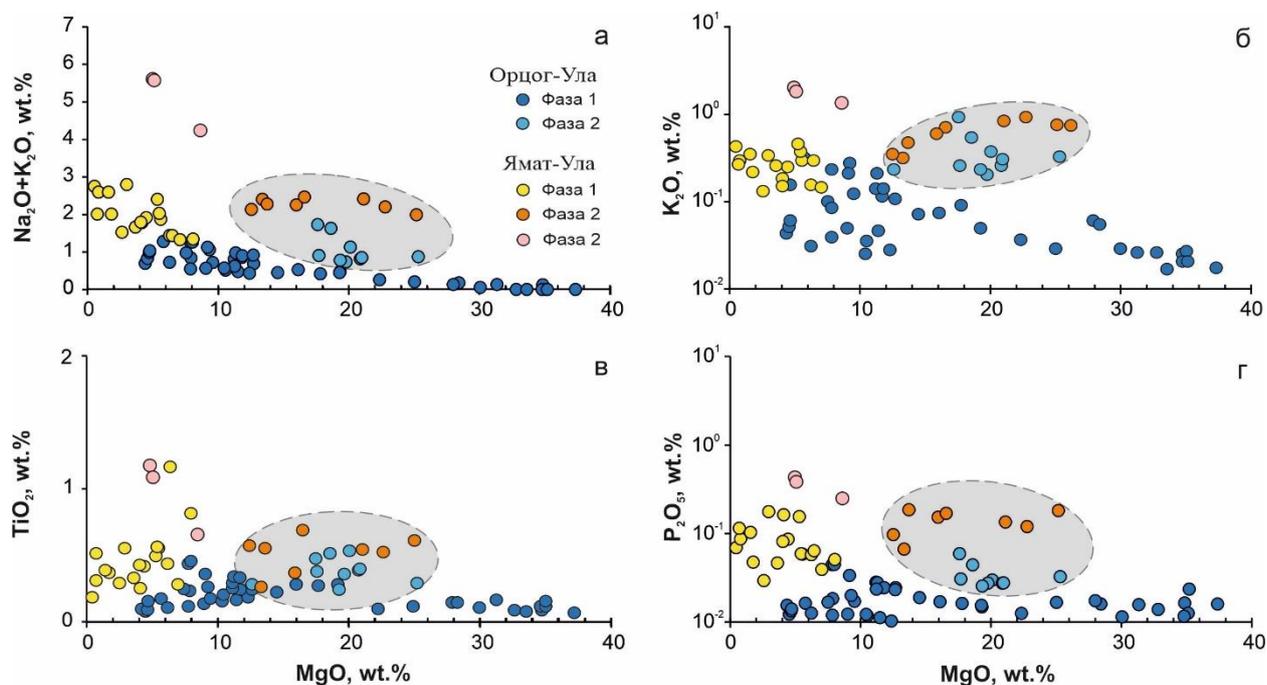


Рисунок 5.3. Содержание MgO относительно ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (а), K_2O (б), TiO_2 (в), P_2O_5 (г). в первой и второй фазах полифазных массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула.

Если предположить, что образование разных фаз происходило за счет последовательного внедрения порций все более фракционированного расплава из одной камеры, то следовало бы ожидать обратную корреляцию MgO и щелочей [Богатиков и др., 1987], т.е. при увеличении $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ уменьшение содержания MgO для поздних фаз массивов, что не согласуется с полученными результатами (Рисунок 5.3). Следовательно, по этим данным можно предположить, что родоначальные расплавы генерированы из различных мантийных источников.

Породы первой фазы массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула характеризуются постепенным увеличением Eu максимума на спектрах РЗЭ (Рисунок 5.4 а, в), деплетированностью HFSE (Ta, Nb, Zr, Hf) и обогащенностью LILE (Ba, K) (Рисунок 5.4 б, г), в связи с чем обладают типоморфными признаками, характерными для базитовых магм надсубдукционного происхождения [Изох и др., 2005].

Обратим внимание на графики распределения REE (Рисунок 5.4. а, в), где породы второй фазы массивов отличаются от первой: они имеют высокую магнезиальность (MgO равен 11,4-20,9 и 12,5-13,6, соответственно для массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула), тогда как породы первой фазы массивов имеют более

низкую, либо сопоставимую магнезиальность (MgO 4,5-14,4 и 0,8-6,4, соответственно). Эти данные также свидетельствуют о невозможности образования пород разных фаз за счет фракционирования расплава из одной камеры, поскольку в противном случае концентрация MgO должна была бы уменьшаться при фракционировании.

На мультиэлементном спектре, например, массива Орцог-Ула (Рисунок 5.4 б) наблюдается обогащенность пород второй фазы редкими элементами относительно пород первой фазы, за исключением Sr. Высокие значения Sr в первой фазе связаны со значительным количеством плагиоклаза, который также обуславливает высокий уровень Eu.

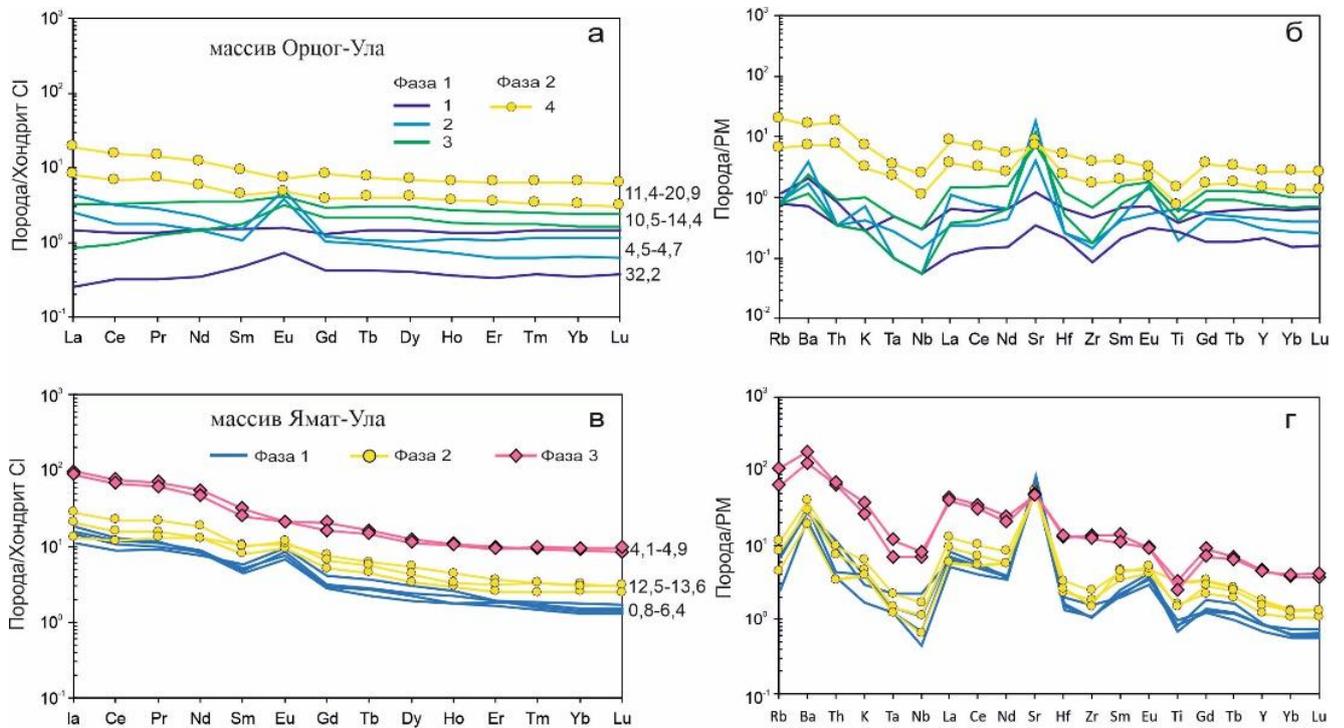


Рисунок 5.4. Спектр распределения REE (а, в) нормированных на хондрит CI [Boynnton, 1984] и мультиэлементный спектр (б, г), нормированный на состав примитивной мантии [McDonough et al., 1992] для разных фаз массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула. Цифрами на графиках (а, в) показаны средние содержания MgO в породах.

1 – перидотиты; 2 – габбронориты; 3 – Ol габбро; 4 – Vt-содержащее Ol мезогаббро. Числами на графиках (а, в) показаны содержания MgO в породах.

Увеличение содержания REE, относительно изменения MgO в породах разных фаз полифазных массивов продемонстрировано на диаграмме (Рисунок 5.5). Отмечается аналогичная закономерность: для массива Орцог-Ула при близких значениях магнезиальности в породах второй фазы отмечается повышенное

содержание REE, чем в породах первой фазы; для массива Ямат-Ула (учитывая, что первая фаза состоит только из лейкократовых пород) увеличиваются содержания REE во второй и третьей фазах.

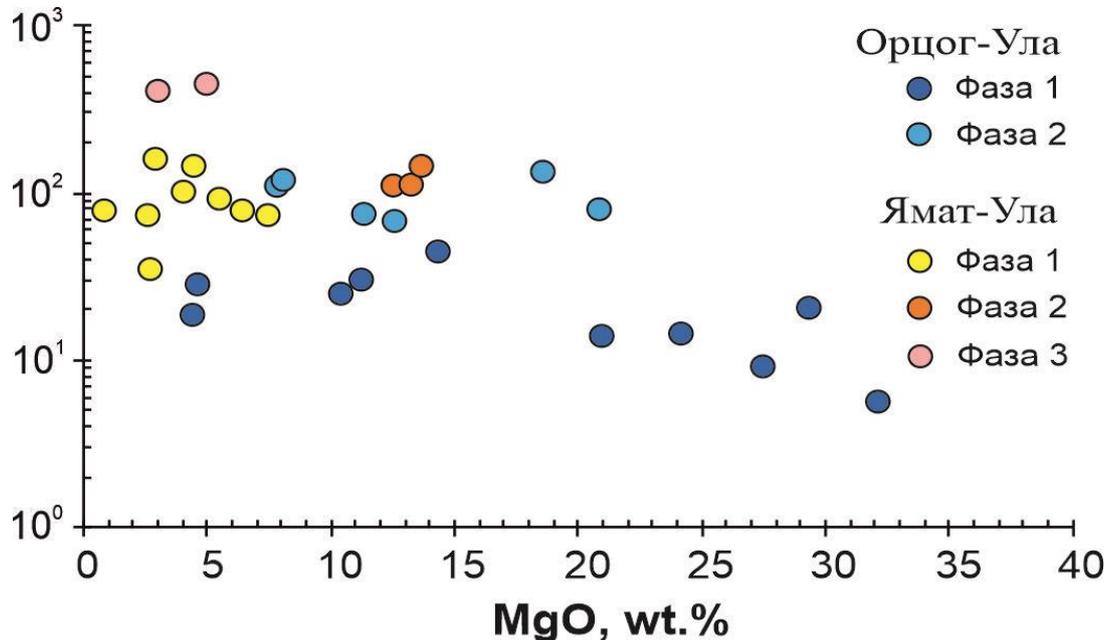


Рисунок 5.5. Сумма REE нормированных на хондрит CI [Boynnton, 1984] относительно содержания MgO в породах для разных фаз массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула.

Породы поздних фаз массивов Орцог-Ула (вторая) и Ямат-Ула (вторая и третья) заметно обогащены всеми редкими элементами, в том числе REE, а также высокотитанистыми разновидностями амфибола и биотита, из чего можно предположить более обогащенный мантийный источник для этих пород, связанный, возможно, с действием мантийного плюма [Hofmann, 1997; Sun, McDonough, 1989].

Анализ изотопно-геохимических Sm-Nd данных (Рисунок 5.6, Таблица 5.2) по полифазным массивам показал, что расслоенные габброиды и перидотиты, относящиеся к первой фазе, имеют высокие положительные значения эпсилон Nd (260 Ma) +13.5 для массива Орцог-Ула, и +11.4 для массива Ямат-Ула. Тогда как биотит-содержащие габброиды второй фазы имеют близкие к нулевым или отрицательные значения (- 3,6 и +1,8, соответственно для массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула).

Таблица 5.2.

Sm-Nd изотопные данные для пород массивов Орцог-Ула и Ямат-Ула

№	Образец	Массив, фаза	Порода	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(260)$
1	Ч30-14/2	Орцог-Ула, 1	плагиоперидотит	0.136361	0.513224	15	11.44	13.45
2	В13057	Орцог-Ула, 2	оливиновое габбро	0.151562	0.512339	14	-5.83	-4.33
3	Ш220-14/10	Ямат-Ула, 1	лейкогаббро	0.085109	0.513034	19	7.73	11.44
5	Ш222-14	Ямат-Ула, 2	оливиновое габбро	0.117560	0.512595	15	-0.84	1.79

Данные по изотопии подтверждают невозможность последовательной кристаллизации пород обеих фаз путем их фракционирования из единого расплава, т.к. по данным [Vrevsky et al., 1996; Polat et al., 1999] породы с таким отличием в значениях ϵ_{Nd} образуются из различных (возможно, разноглубинных) мантийных источников. Поскольку поздние фазы характеризуется более высокими концентрациями TiO_2 , щелочей, и имеют отрицательное или наиболее низкое значение ϵ_{Nd} , то она является производной обогащенного мантийного источника в противоположность ранним фазам, которые имели деплетированный или обогащенный источник.

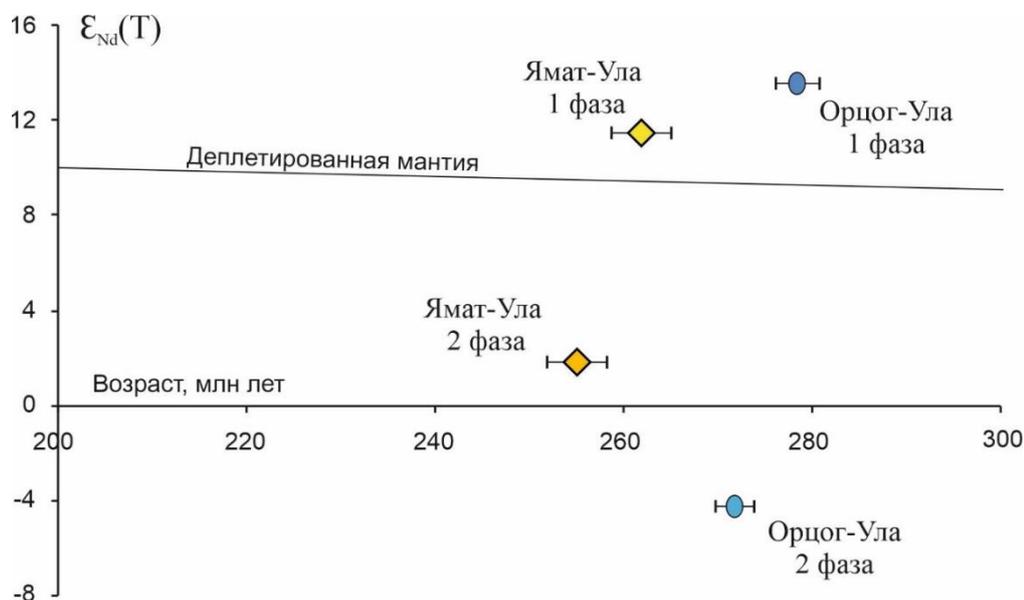


Рисунок 5.6. Сравнение Nd-изотопных характеристик первой и второй фазы для массивов Орцог-Ула и Ямат Ула.

Таким образом, мантийные источники для пермских полифазных массивов Хангайского нагорья имели гетерогенную природу, – так из деплетированных формировались родоначальные расплавы для магматических фаз, имеющих низкощелочной состав, а из обогащенных (возможно под действием мантийного плюма) источников генерировались выплавки, кристаллизация которых дала биотит-содержащие оливиновые габброиды и монцогаббро.

Можно было бы предположить, что обогащение вызвано коровой контаминацией расплава, из которого образовались породы второй фазы. В этом случае в породах второй фазы при увеличении K_2O , TiO_2 и P_2O_5 происходило бы уменьшение концентрации MgO относительно пород первой фазы, но такой закономерности не наблюдается. Еще один фактор, указывающий на отсутствие контаминации, это цирконы, выбранные из оливинового мезогаббро второй фазы массива Орцог-Ула (В13057) и Vt-Nb1-мезогаббро второй фазы массива Ямат-Ула (Ш105-14) (см. Глава 3). Заметим, что все цирконы оказались пермского возраста (Рисунок 3.10, 3.29), среди них не выявлено древних, что подтверждает отсутствие захвата коры расплавом.

Все это свидетельствует о существовании двух мантийных источниках: из деплетированного источника поступил расплав для образования пород первой фазы, тогда как из обогащенного источника поступал расплав для образования пород второй фазы.

Приведённые данные позволяют сформулировать **второе защищаемое положение:**

Ранние и поздние фазы пермских полифазных ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского нагорья (Орцог-Ула и Ямат-Ула) отличаются по уровню содержания K , Ti , P и некогерентных элементов (HFSE и LILE), что обусловлено сменой мантийного источника с деплетированного на обогащенный.

5.3. ЭПГ-Cu-Ni минерализация массивов

Изученные пермские массивы Хангайского нагорья имеют одинаковую по типоморфным особенностям сульфидную минерализацию, а также однотипно проявленные тренды фракционирования, разновозрастные датировки и находятся на единой территории (Хангайское нагорье). По сопоставимости всех этих типоморфных признаков можно выделить пермскую потенциально-рудноносную металлогеническую область, по аналогии с принципами обоснования Восточно-Сибирской металлогенической провинции [Поляков и др., 2013].

Все исследуемые автором массивы содержат вкрапленные сульфидные руды разной геохимической специализации, связанной с различной степенью фракционирования сульфидного расплава: от халькопирит-пентландит-пирротиновых (Орцог-Ула, Дулан-Ула, Ямат-Ула) до борнит-кубанит-халькопиритовых (Номгон). В массиве Манхан-Ула проявлены частично обе эти ассоциации. Степень фракционирования силикатных расплавов согласуется со степенью фракционирования сульфидных расплавов. Вероятно, что общая эволюция расплавов происходила в промежуточной магматической камере, поскольку к месту внедрения они (силикатный с каплями сульфидной жидкости) поступали уже с определенной геохимической специализацией.

Характеристики ЭПГ приведены в Таблице 4.4. Среднее общее содержание ЭПГ (ΣPGE) в породах массивов Хангайского нагорья (Орцог-Ула, Дулан-Ула, Манхан-Ула, Ямат-Ула и Номгон) составляет 15, 3.5, 3.3, 6 и 444 мг/т, соответственно, при этом среднее значение ΣPGE во вкрапленных сульфидных рудах интрузии Номгон выше, чем в других. Все значения ΣPGE являются ниже, чем у гигантских ультрамафит-мафитовых месторождений мира, таких как неопротерозойское месторождение Джиньчуань (0.26–135 г/т [Naldrett et al., 2004]), Калатонг (до 489 мг/т [Zhang et al., 2009]), Кингаш (до 2,9 г/т [Radomskaaya et al., 2017]) и пермо-триасовое месторождение Талнах (39–279 г/т [Krivolutskaya et al., 2018]).

Сумма ΣPGE в образцах горных пород показывает умеренно положительные корреляции с содержаниями S, Ni и Cu (Рисунок 5.7). Представленные диаграммы

показывают, что большая часть ЭПГ ассоциирует с сульфидами. Результаты пересчета на 100% сульфид показывают, что средние значения ΣPGE для массивов Орцог-Ула, Дулан-Ула, Манхан-Ула, Ямат-Ула и Номгон составляют 2.31, 0.93, 0.92, 23.34 и 30.53 г/т, соответственно, и также являются более низкими, чем в месторождениях Джиньчуань, Калатонг, Кингаш и Талнах.

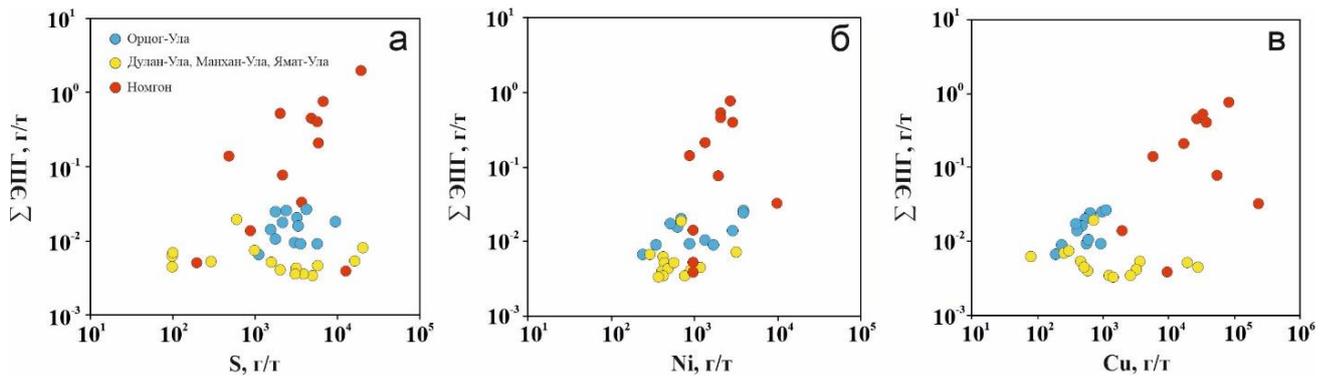


Рисунок 5.7. Характеристики массивов Хангайского нагорья по сумме ЭПГ относительно: а) S; б) Ni; в) Cu.

Отношения суммы легкоплавких платиноидов к тугоплавким $(\text{Pt}+\text{Pd})/(\text{Ru}+\text{Ir}+\text{Os})$ (К) и Ni/Cu отношения в рудах определяются степенью фракционирования сульфидного расплава. Для ультрамафитовых интрузий характерны, как правило, низкие значения К и отношения Ni/Cu более 7: в рудах Камбалды (Западная Австралия) $K=2.1$, а $\text{Ni}/\text{Cu} = 13.8$ [Cowden et al., 1986; Naldrett, 2004], в рудах Томпсон (Канада) ($K = 4.4$, $\text{Ni}/\text{Cu}=21.6$ [Naldrett, 2004]). Тогда как в мафитовых интрузиях отмечаются более высокие значения К и отношения Ni/Cu менее 2: на Талнахе $K=59$, $\text{Ni}/\text{Cu}=0.7$ во вкрапленных рудах такситовых габбро-долеритов [Naldrett, 2004], на Джинчуань $K = 7.7-14.8$, $\text{Ni}/\text{Cu}=1.4$ [Chai and Naldrett, 1992].

Полученные данные (Таблица 4.4) показывают, что породы первой фазы массива Орцог-Ула по индексу К сопоставимы с ультрамафитовым месторождением Камбалда, а породы второй фазы близки к характеристикам руд в мафитовом месторождении Джинчуань, западный Китай (Рисунок 5.8 а). Рисунок 5.8 б демонстрирует близкую степень фракционированного расплава массива Номгон и вкрапленных руд месторождения Талнах, только с более крутым

наклоном кривой. Такой наклон кривой обусловлен низким содержанием IPGE в породах массива Номгон. Таким образом, сульфидная минерализация массива Орцог-Ула формировались из слабо фракционированного расплава ($K = 0.9-4.6$ – первая фаза внедрения, и $K = 5.2-16.3$ – вторая фаза) по сравнению с массивом Номгон (Рисунок 5.8 в), степень фракционирования которого гораздо выше ($K = 7.9-69.3$) и соответствует эталонным мафитовым интрузиям. Можно отметить, что сульфидный расплав, сосуществующий с силикатным, поступающим из обогащенного источника, является более фракционированным (K до 16, 3).

В связи с высокой степенью фракционирования сульфидного расплава Номгон имеет больший потенциал для образования ЭПГ-содержащих руд, поскольку платиноиды накапливаются в остаточных, обогащенных медью расплавах [Naldrett, 2010]. Это согласуется с тем, что содержания ЭПГ в массиве Номгон преобладают над их содержаниями в других массивах (Таблица 4.3).

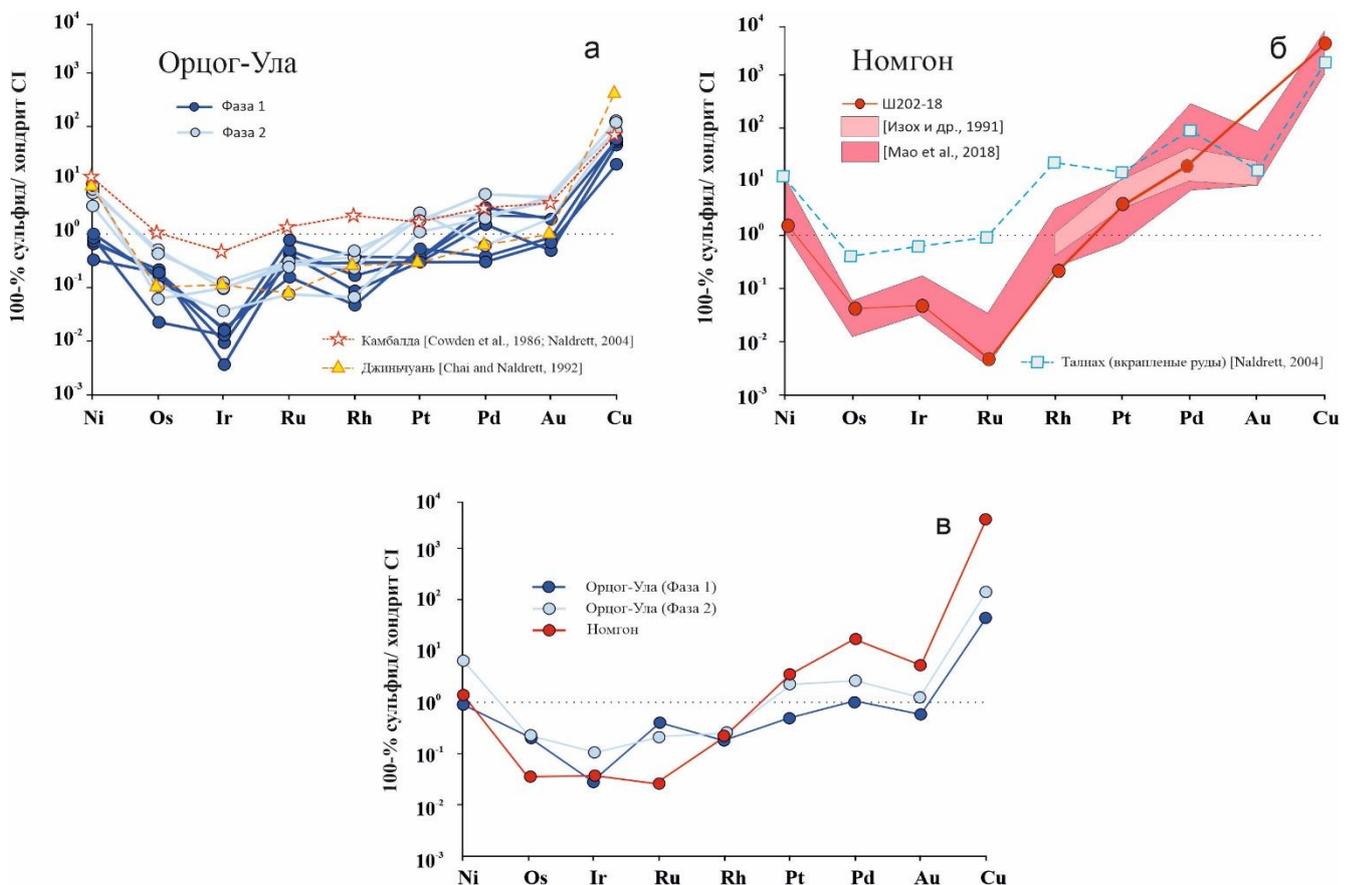
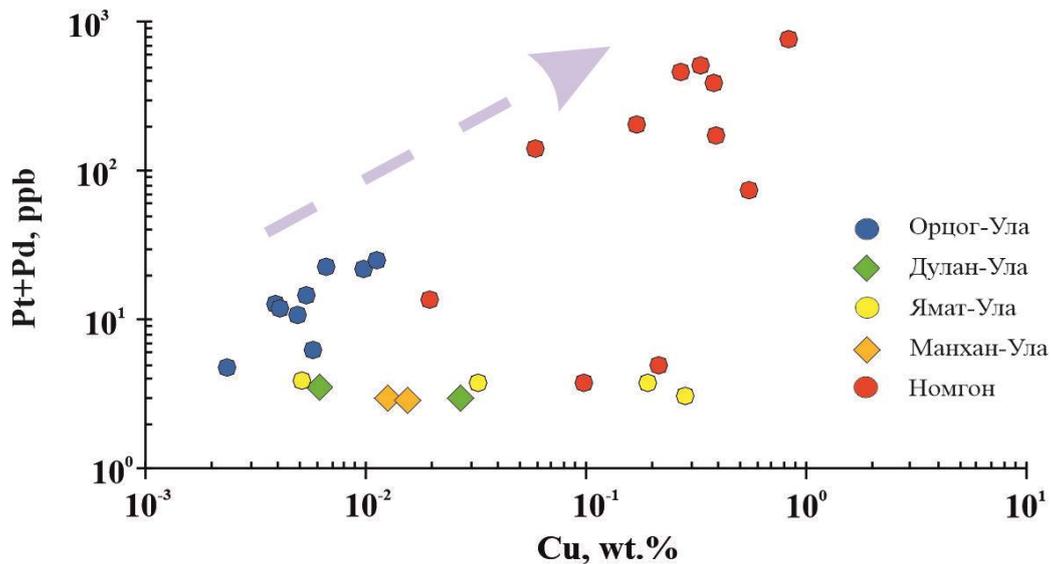


Рисунок 5.8. Графики распределения рудных элементов в 100% сульфидной фазе относительно хондрита C1 в породах массивов Хангайского нагорья (Орцог-Ула и Номгон) в сравнении с рудами других известных ультрамафитовых (Камбалда) и мафитовых (Талнах, Джиньчуань) месторождений (а, б) и между собой (в).

По отношениям Ni/Cu (1.30-3.96) руды массива Орцог-Ула (Таблица 4.4) сопоставимы с характеристиками месторождения Джинчуань [Chai and Naldrett, 1992], и с другими месторождениями северо-западного Китая [Qin et al., 2012; Mao et al., 2018]. Тогда как руды массива Номгон по отношениям Ni/Cu (0.03-0.08) близки к вкрапленным рудам из такситовых габбро-долеритов месторождения Норильск-1 [Naldrett, 2004; Tolstykh et al., 2020].

Различная степень фракционирования сульфидного расплава наглядно предстала на графике (Рисунок 5.9) и обусловлена положительной корреляцией или совместным обогащением расплава медью и PPGЕ. Сульфидный расплав фракционирует с обогащением платиноидов в массивах Орцог-Ула и Номгон, достигая высоких значений, обуславливающих формирование ЭПГ минерализации, которая и была обнаружена в этих массивах. Тогда как, в остальных массивах такая корреляция не обнаруживается: с увеличением меди платиноиды не накапливаются. В связи с чем, например в Ямат-Уле появляется борнит-кубанит-халькопиритовая ассоциация сульфидов, но не выявлены МПГ, как в массиве Номгон. Диаграмма также показывает более высокую степень фракционирования у массива Номгон, чем у массива Орцог-Ула.



Можно предположить, что в неэродированных частях интрузий Орцог-Ула и Номгон имеются скопления сегрегированных сульфидов, обогащенных ЭПГ. В таком случае, эти массивы можно рассматривать как перспективные на высокое содержание платиноидов. Подтверждением этому являются непосредственные находки МПГ в коренных рудах и шлиховых ореолах.

Из чего следует **третье защищаемое положение:**

Пермская потенциальная ЭПГ-Cu-Ni металлогеническая область в Хангайском нагорье представлена одновозрастными габброидными массивами с ЭПГ-Cu-Ni минерализацией. Формирование двух типов ассоциаций: халькопирит-пентландит-пирротиновой с преобладанием Pt-МПГ (Орцог-Ула) и борнит-кубанит-халькопиритовой с преобладанием Pd-МПГ (Номгон), обусловлено разной степенью фракционирования сульфидного расплава.

5.4. Геодинамические модели становления габброидных массивов Хангайского нагорья.

Образование всех габброидные массивов пермского возраста (Рисунок 1.4) происходило из расплавов, генерированных под действием прогрева уже имеющихся мантийных источников на глубине. Этот прогрев рассматривается как тепловой источник для образования Хангайского батолита [Изох и др., 2011; Шелепаев и др., 2016]. По геохронологическим данным можно предположить, что габброидные массивы являются ранними фазами Хангайского батолита (Таблица 5.3).

Существуют две основных точки зрения на формирование мафитовых пород Хангайского нагорья в перми: 1) магматизм был вызван деятельностью Хангайского мантийного плюма (или горячей точки) [Зоненшайн и др., 1990; Ярмолук и др., 2000, 2003а,б, 2013а,б,в; Kuzmin et al., 2010], и габброиды в ассоциации с гранитоидами Хангайского батолита и рифтовыми зонами образовали крупную изверженную провинцию [Kuzmin et al., 2010; Ярмолук,

Кузьмин, 2012; Ярмолук и др., 2013б; 2019]; II) магматизм связан с процессами конвергенции при закрытии Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов [Мазукабзов и др., 2010; Донская и др., 2012; Donskaya et al., 2013], т.е. в условиях активной континентальной окраины [Гордиенко, 1987; Ernst, 2014; Гордиенко, 2019].

I. Геохронологические исследования пород Хангайского батолита [Ярмолук и др., 2019] показали присутствие в его пределах гранитоидов разного возраста с продолжительным интервалом формирования, около 80 млн лет (между ~300 и ~220 млн лет). Выделено три разновозрастные группы гранитоидов, которые образовывались в разных геодинамических режимах: формирование массивов ранней группы (~300–280 млн лет), с одной стороны, контролировалось Центрально-Монгольским вулкано-плутоническим поясом, а с другой стороны – поясом рифтогенных структур, связавшим Таримскую и Ангаро-Витимскую магматические провинции; поздняя группа (<230 млн лет) гранитоидов образовывалась вместе с вулканическими породами после структурной перестройки в регионе, приведшей к глубокой денудации батолита; и, наконец, граниты с возрастом ~270–240 млн лет авторы отнесли к Хангайскому батолиту.

В итоге, для становления Хангайского батолита В.В. Ярмолуком была предложена следующая модель (Рисунок 5.10), где соответствующие орогенно-коллизийные структуры обладали увеличенной мощностью коры. Такое их строение могло стать причиной деляминации литосферы, сопровождавшейся образованием астеносферных ловушек, улавливавших восходящие мантийные потоки. Мощная континентальная кора над такими ловушками блокировала подъем мантийных магм к поверхности. Эти магмы в основном локализовались в низах коры, подслаивали ее и стали источником тепла, вызвавшего масштабное коровое плавление. Они также взаимодействовали с анатектическими магмами, определив варьирующие геохимические и изотопные характеристики гранитоидов [Ярмолук и др., 2016б] и все многообразие их петрохимических разновидностей.

Таблица 5.3.

Возраст пород Хангайского батолита, включая исследуемые автором массивы

№	Массив/поле	Порода	Метод датирования	Возраст, млн. лет	Ссылка
Тарбагатайский блок					
1	Орохын-Дабинский	Гранит	U-Pb ID-TIMS Zr	256±1	Ярмолюк и др., 2013б; Сальникова и др., 2014
2	Джаргалантский	Граносиенит	U-Pb ID-TIMS Zr	246±1	Ярмолюк и др., 2013б
3	Тосонцengelский	Щелочной гранит	U-Pb ID-TIMS Zr	268±1	Ярмолюк и др., 2013б
4	Алаг-Увер-Улинское поле	Пегматоидный гранит	U-Pb ID-TIMS Zr	256±8	Ярмолюк и др., 2019
5	Орцог-Ула	Габбро 1 фаза	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Hbl	278±2.5	данные автора
6	Орцог-Ула	Габбро 2 фаза	U-Pb SIMS Zr	272±2	данные автора
7	Орцог-Ула	Габбро 2 фаза	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Bt	257±6.5	данные автора
Хангайский блок					
8	Тацин-Гольский	Гранит	U-Pb ID-TIMS Zr	246±2	Ярмолюк и др., 2013а
9	Эрдэнэ-Цогтский	Гранит	U-Pb ID-TIMS Zr	240±1	Ярмолюк и др., 2013а
10	Эгин-Дабинский	Гранит	U-Pb ID-TIMS Zr	246±10	Ярмолюк и др., 2013а
11	Цэцэрлэгский	Гранит	U-Pb ID-TIMS Zr	255±1	Ярмолюк и др., 2008
12	Хойт-Тамирский	Гранит	U-Pb ID-TIMS Zr	255±1	Ярмолюк и др., 2008
13	Нарин Тэл	Гранит	U-Pb ID-TIMS Zr	229±6	Jahn et al., 2004
14	Хархоринский	Граносиенит	U-Pb ID-TIMS Zr	228±3	Ярмолюк и др., 2009
Дзабханский блок					
15	Нижне-Байдарикский	Кварцевый монзонит	U-Pb ID-TIMS Zr	242±2	Ярмолюк и др., 2008
16	Усгехийнский	Кварцевый диорит	U-Pb ID-TIMS Zr	261±2	Ярмолюк и др., 2008
17	Буянт-Гольский	Кварцевый монзонит	U-Pb ID-TIMS Zr	258±2	Ярмолюк и др., 2013а
18	Бу-Цаганский	Монцодиорит	U-Pb ID-TIMS Zr	253±2	Ярмолюк и др., 2008
19	Дзара-Улинский	Монцодиорит	U-Pb SIMS Zr	269±4	Изох и др., 2011
20	Улан-Улинский	Щелочной гранит	U-Pb ID-TIMS Zr	283±7	Kozlovsky et al., 2015; Сальникова и др., 2014
21	Дзадгай-Нурский	Монцогаббро	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Bt	248±2	Шелепаев и др., 2015
22	Ямат-Ула	Анортозит 1 фаза	U-Pb SIMS Zr	256±3	данные автора

Таблица 5.3. (продолжение)

№	Массив/поле	Порода	Метод датирования	Возраст, млн. лет	Ссылка
23	Ямат-Ула	Габбро 2 фаза	U-Pb SIMS Zr	263±3	данные автора
Сонгинский блок					
24	Яругин-Гольский	Щелочно-палевошпатовый гранит	U-Pb ID-TIMS Zr	302±8	Ярмолюк и др., 2013а
25	Ханджаргалантский	Гранит	U-Pb ID-TIMS Zr	268±1	Ярмолюк и др., 2013б
26	Богдын-Гольский	Монцодиорит	U-Pb ID-TIMS Zr	273±1	Ярмолюк и др., 2019
СВВПШ					
27	Номгон	Габбро	Sm-Nd изохрона	256±21	Изох и др., 1998
28	Номгон	Габбро	40Ar/39Ar Bt	252±6	данные автора
29	Номгон	Габбро	U-Pb SIMS Zr	255±3	данные автора

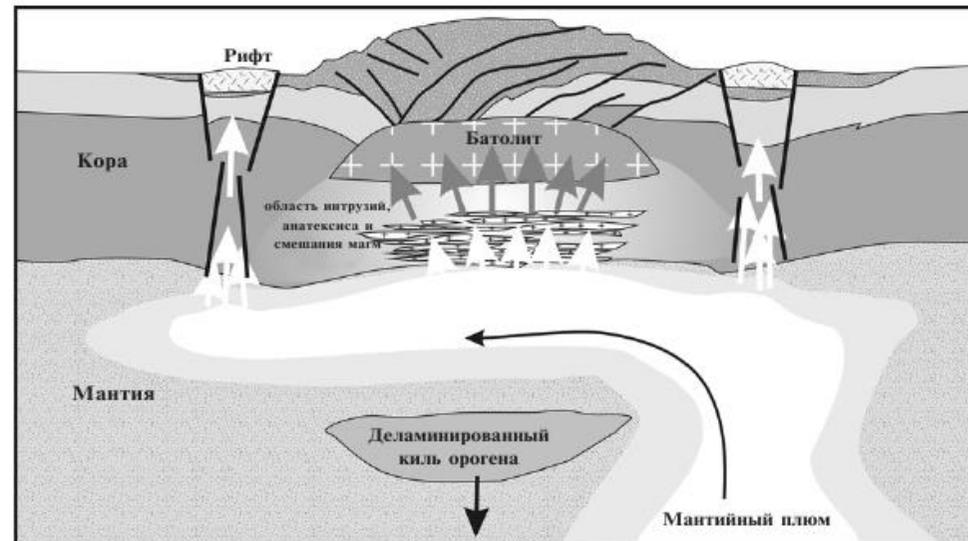


Рисунок 5.10. Модель формирования Хангайского гранитоидного батолита при коровом анатексисе за счет андерплейтинга мантийных магм в области деламинации корней орогена. Рисунок из [Ярмолюк и др., 2019]

При раннем исследовании металлогении Хангая была показана роль мантийной горячей точки в образовании позднепалеозойского магматизма Центральной Азии, в том числе, и Монголии [Ярмолюк, Коваленко, 2003]. По этим параметрам все гранитоидные и ультрамафит-мафитовые комплексы Хангайского нагорья могут рассматриваться как фрагменты плутонической части крупной изверженной провинции [Bryan, Ernst, 2008]. Для обоснования Хангайской LIP является наличие ЭПГ-Cu-Ni рудопроявлений в породах ультрамафит-мафитовых массивов (Орцог-Ула и Номгон) [Изох и др., 1991; 1992; Shapovalova et al., 2020]. Cu-Ni-ЭПГ месторождения в ультрамафит-мафитовых комплексах широко проявлены в складчатых структурах всех континентов [Pirajno, 2000; Naldrett, 2004; Begg et al., 2010], в частности, над мантийными плюмами. Интрузии, включающие продуктивные месторождения, обычно тяготеют к краевым зонам древних кратонов, которые имеют глубокие литосферные корни. Считается, что взаимодействие мантийных плюмов с литосферой кратонов в условиях больших глубин ведет к появлению магм, потенциальных для образования ЭПГ-Cu-Ni месторождений [Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

П. Донская Т.В., Мазукабзов А.М. с соавторами описывают геодинамическую эволюцию Западно-Забайкальского сегмента, северо-Монгольского и центрально-Монгольского сегментов ЦАСП как модель развития активной континентальной окраины андского типа [Хаин, Ломидзе, 2005] с варьирующим во времени наклоном погружающегося океанического слэба [Мазукабзов и др., 2010; Донская и др., 2012]. Формирование Хангайского батолита подробно описано в статье [Donskaya et al., 2013], и приведена схема закрытия Монголо-Охотского океана с различными стадиями погружающегося слэба и его влияние на батолитообразование в Центральной Азии (Рисунок 5.11).

Образование Хангайского батолита на схеме относится к возрастному рубежу поздняя пермь - средний триас. В это время происходила субдукция Монголо-Охотской океанической плиты под Сибирскую континентальную (Рисунок 5.11 г). Известково-щелочные гранитоиды образовались недалеко от желоба Монголо-Охотского океана над субдуцированной плитой, тогда как

щелочные гранитоиды и бимодальные лавы были сформированы над оторванным слэбом. Известково-щелочные гранитоиды Хангайского батолита сформированы недалеко от Монголо-Охотского шва, тогда как щелочные гранитоиды и бимодальные вулканические серии Северного Монгольского пояса расположены на периферии северного батолита. Такое пространственное взаимоотношение магматических комплексов характерно для активной континентальной окраины [Barbarin, 1999], развивающейся над зоной субдукции.

Все магматические комплексы от позднего карбона до поздней юры (включая пермские мафитовые) имеют геохимические метки сходные с субдукционными базальтами: обеднены Nb, Ta, Ti и обогащены Sr, Ba, Pb. Однако базальтоиды, расположенные дальше от Монголо-Охотского шва геохимически близки к переходному типу между островодужными базальтами и внутриплитными базальтами. Такие химические характеристики могут быть вызваны влиянием горячих мантийных точек [Donskaya et al., 2013, Гордиенко, 2019].

Полученные редкоэлементные характеристики пермских габброидов Хангайского нагорья не дают однозначного ответа на вопрос о палеогеодинамической природе базитовых расплавов. С одной стороны, изученные базитовые комплексы обладают характеристиками, типичными для базальтов вулканических дуг (обогащенность пород LILE и Sr, отрицательные аномалии Nb, Ta, Zr, Hf относительно примитивной мантии), с другой стороны присутствуют черты внутриплитных базальтов (обогащение щелочами, титаном и ЭПГ). С нашей точки зрения весьма вероятна модель взаимодействия мантийного плюма и надсубдукционной литосферы, что и определило особенности геохимических характеристик пермских базитовых массивов.

«Надсубдукционные геохимические метки» в породах не всегда однозначно указывают на надсубдукционную природу магматизма. Так, например, в некоторых породах Западного Забайкалья отмечены аналогичные «надсубдукционные» геохимические характеристики [Цыганков и др., 2010], но верхнепалеозойско-нижнемезозойский магматизм Западного Забайкалья

развивался на континентальной коре в рифтогенных условиях без какого-либо участия зон субдукции.

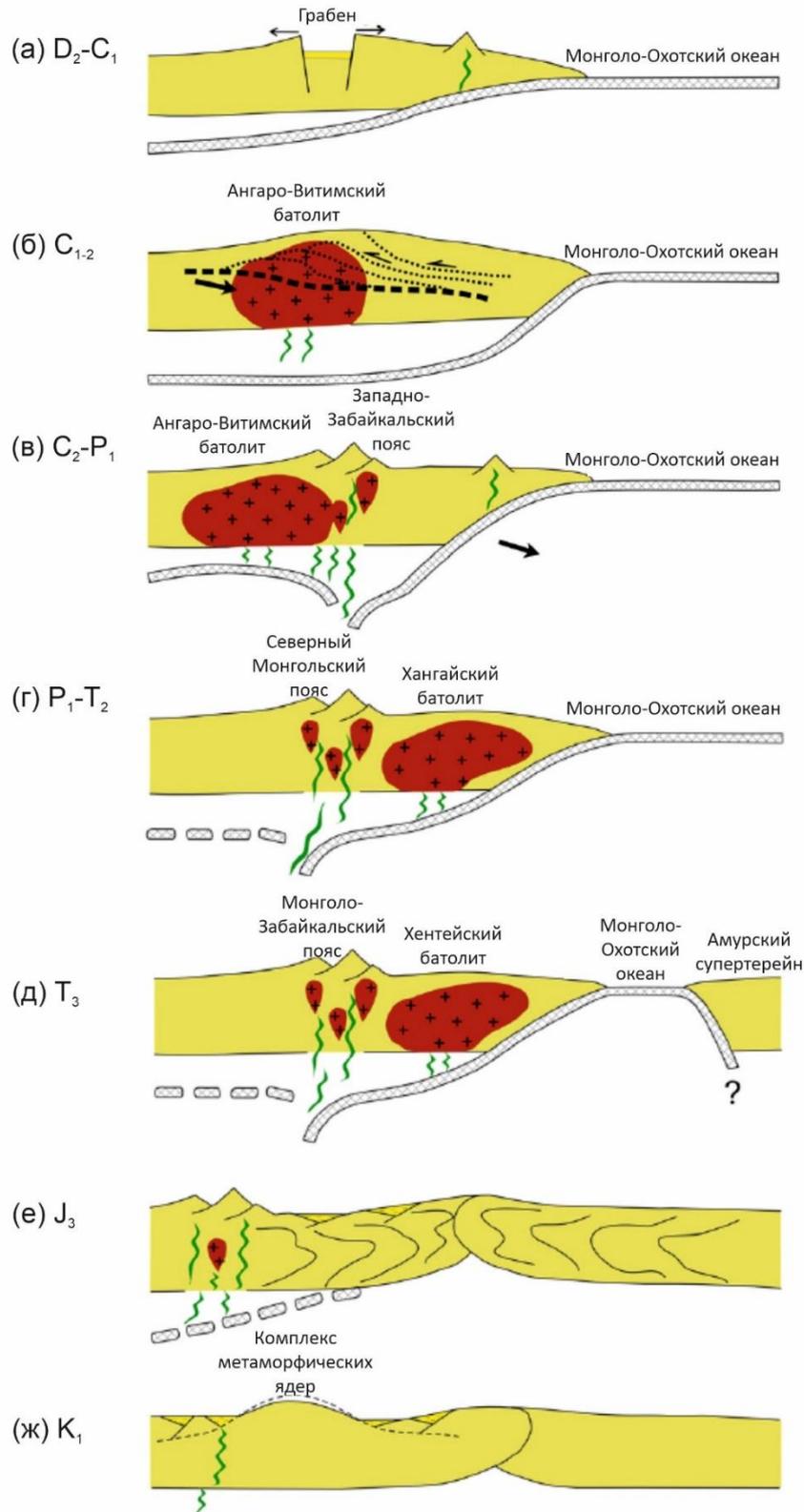


Рисунок 5.11. Схематические разрезы Монголо-Охотской океанической литосферы под Сибирским континентом начиная с девона (D₂) до мела (K₁). Вертикальный размер без масштабирования. Рисунок взят из [Donskaya et al., 2013]

Подобные массивы с характеристиками плюмовой и надсубдукционной природы встречаются и в других регионах ЦАСП. В Восточном Казахстане выделены две группы базитовых комплексов: 1) низкощелочные оливин-пироксен-плагиоклазовые габброиды, соответствующие низкокалиевой толеитовой серии и 2) субщелочные амфибол-биотитовые габбронориты, соответствующие умеренно калиевой известково-щелочной серии [Хромых и др., 2016]. Авторами изучается габброидный Суровский интрузив, находящегося в пределах Калба-Нарымской зоны Алтайской коллизионной системы, в строение которого входят две, описанные выше, группы пород. В связи с чем, предполагается образование массива при существовании двух родоначальных магм. Возраст базитового магматизма на территории Восточного Казахстана перекрывается с магматизмом Монголии 320-270 млн. лет, что относится к позднекарбоновой-раннепермской эпохи. В это время происходило формирования Тарим-Монгольской крупной изверженной провинции [Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Xu et al., 2014] в процессе плюм-литосферного взаимодействия [Хромых и др., 2016].

Похожая картина с формированием пространственно сближенных габброидов разных геохимических типов в близкое время наблюдается на территории Крестовской зоны Приольхонья Западного Прибайкалья [Лавренчук и др., 2017]. Авторами выделены породы двух фаз проявления магматизма в кембрийско-ордовикский период (500 и 470 млн. лет) в пределах ЦАСП. В геохимическом плане габброиды второй фазы (бирхинский комплекс) отличаются от пород первой фазы повышенными содержаниями несовместимых элементов. В габброидах второй фазы четко проявлены отрицательная Ta-Nb и положительная Sr аномалии, что обычно интерпретируется как участие в магмогенерирующем источнике надсубдукционной компоненты. Образование габброидов разных геохимических типов в одних и тех же участках земной коры с незначительным разрывом во времени может быть свидетельством сочетания закономерной смены геодинамического режима субдукция-аккреция-коллизия и горячего поля. Авторы считают, что магмы разных этапов образуются под воздействием горячего поля, на

начальных этапах без участия обогащенного вещества, на последующих с вовлечением глубинного обогащенного вещества.

Отсюда следует, что вопрос о геодинамической обстановке является сложным и дискуссионным до настоящего момента. По результатам выполненной работы можно утверждать то, что глубинные базитовые магмы, обуславливающие формирование пермских габброидных массивов, являлись источником тепла для гранитообразования Хангайского батолита. В соответствии с данными по глубинному строению [Турутанов и др., 2006, 2007] объем гранитоидных магм Хангайского батолита превышает 0,5 млн. км³. Согласно оценкам параметров горячих точек и термохимических плюмов [Добрецов и др., 2005], для столь масштабного плавления требуется эквивалентное количество основных магм. Предполагается, что такой объем основных магм был представлен в виде более многочисленных ультрамафит-мафитовых и мафитовых интрузий в перми, которые позднее были прорваны гранитами батолита (гранитные дайки представлены в массивах Дулан-Ула, Манхан-Ула, Ямат-Ула и Номгон, кроме того, массивы Номгон и Ямат-Ула окружены более поздними гранитными интрузиями). Поэтому все изученные массивы могли быть сформированы на ранних стадиях Хангайского батолита, предшествуя внедрению гранитоидов (Таблица 5.3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе приведены новые данные по габброидным интрузиям Хангайского нагорья: петрографические, геохимические и минералогические, а также изотопно-геохронологические характеристики. Проведено сопоставление всех исследуемых массивов и выявлены общие закономерности для решения вопроса о их мантийных источниках; выявлена потенциальная рудоносность этих массивов, представляющих пермскую потенциальную ЭПГ-Cu-Ni металлогеническую область Хангайского нагорья.

В ходе выполнения работы были изучены массивы Орцог-Ула, Дулан-Ула, Манхан-Ула, Ямат-Ула и Номгон, имеющие однотипные геохимические характеристики пород. Массивы находятся в пределах, преимущественно по периферии Хангайского батолита и относятся к перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации. Детально рассмотрены полифазные массивы Орцог-Ула и Ямат-Ула, выделены несколько фаз внедрения (2 и 3, соответственно), которые отличаются составами пород, с увеличением содержания некогерентных элементов в более поздних фазах.

Выявлено, что ранние и поздние фазы пермских полифазных массивов отличаются по пороодообразующим минералам (во поздних фазах появляется магматический высокотитанистый амфибол и биотит), по уровню обогащения некогерентными элементами (K, Ti, P, LREE), по редкоэлементному составу (степенью деплетированности HFSE и LILE), что обусловлено сменой мантийного источника с деплетированного на обогащенный. Для пород разных фаз получены резко отличающиеся значения ϵ_{Nd} , отвечающие деплетированному и обогащенному мантийным источникам.

Новые изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о пермском (255-278 млн лет) возрасте габброидных массивов Хангайского нагорья: Орцог-Ула (272-278), Ямат-Ула (256-262), Номгон (255). Датировки подтверждают наличие, как минимум, двух фаз в массивах Орцог-Ула и Ямат-Ула. Эти датировки опровергают ранние данные о раннепалеозойском возрасте базитовых интрузий

Хангайского региона. Массивы синхронны с формированием ранних фаз Хангайского батолита.

Установлено, что все изученные пермские массивы имеют Cu-Ni вкрапленную минерализацию с разной геохимической специализацией. Представлены халькопирит-пентландит-пирротиновая и борнит-кубанит-халькопиритовая ассоциации, образование которых зависит от степени фракционирования сульфидного расплава. В каждой из магматических камер происходило фракционирование сульфидного расплава, которое обусловило последовательное изменение минеральных парагенезисов, связанное с увеличением доли халькопиритовой составляющей и изменении составов основных сульфидов в сторону увеличения S в пирротине, а также Ni и Co в пентландите. Этот тренд обусловлен увеличением фугитивности серы ($\lg fS_2$) и обогащением сульфидных расплавов медью в ходе развития рудо-формирующей системы [Mirsa, Fleet, 1973; Дистлер и др., 1977; Колонин и др., 2000; Makovicky, 2002].

Для сульфид-обогащенных пород массивов Орцог-Ула и Номгон обнаружены минералы платиновой группы как в шлиховых пробах, так и в тяжелой фракции пород. Минералы Pt преобладают над минералами Pd во вкрапленной халькопирит-пентландит-пирротиновой ассоциации массива Орцог-Ула, тогда как для кубанит-борнит-халькопиритовой ассоциации массива Номгон преобладают минералы Pd. Эту закономерность можно объяснить прямой корреляцией отношения Cu/Ni к Pd/Pt при фракционировании сульфидного расплава [Naldrett, 2004, Лихачев, 2006].

Пермские габброидные массивы Хангайского нагорья отличаются степенью фракционирования сульфидного расплава, изначально обогащенного Cu, Ni и платиноидами, и относятся к Хангайской LIP. Массивы Орцог-Ула и Номгон, имеющие более фракционированный сульфидный расплав, являются рудоносными, поэтому в рамках проведенной работы на территории Хангайского нагорья можно выделить новую потенциальную металлогеническую область.

В сфере тектоники и геодинамики исследуемого района существует много дискуссионных вопросов. На основе петролого-геохимических особенностей пород можно обоснованно принять модель взаимодействия пермского мантийного плюма и ранепалеозойской надсубдукционной литосферы, в результате которого были образованы исходные расплавы для формирования исследованных массивов Хангайского нагорья, имеющих двойственные геохимические метки. Однозначно принята гипотеза, что базитовые магмы, ответственные за формирование пермских габброидных массивов, являлись источником тепла для образования Хангайского батолита.

Проведенные исследования являются первой попыткой комплексного изучения базитового магматизма северо-центральной части Монголии и, конечно, требуют дальнейшего продолжения и детализации. Для выполнения вновь поставленных задач требуется увеличение количества прецизионных геохимических данных для более точного определения составов исходных магм; определение изотопных характеристик базитового магматизма для выявления особенностей мантийных источников, изотопно-геохронологические данные по другим мафитовым интрузиям региона, что позволит установить бесспорную геодинамическую картину становления региона. Возможно, удастся выявить новые Cu-Ni рудопроявления, относящиеся к пермской металогенической области. Полученные на данном этапе результаты позволяют продвинуться в понимании строения и эволюции Хангайского региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Л.В., Изох А.Э., Ступаков С.И. Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формация Монголии. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. – 47 с.
2. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. – Москва: Государственное издательство геологической литературы, 1951. – 543 с.
3. Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. Бубнов С.Н., Дмитриев Ю.И., Коваленко В.И., Кононова В.А., Красивская И.С., Лазько Е.Е., Лобач-Жученко С.Б., Марков М.С., Павлов В.А., Рябчиков И.Д., Симон А.К., Цветков А.А., Чесноков С.В., Шарков Е.В., Ярмолюк В.В., Яшина Р.М. Магматические горные породы. Том 6: Эволюция магматизма в истории Земли. – Москва: Наука, 1987. – 438 с.
4. Будников С.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Новые данные о возрасте баргузинского гранитоидного комплекса Ангаро-Витимского батолита // Доклады академии наук. – 1995. – Т. 344. – № 3. – С. 377 – 380.
5. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571.
6. Гаврилова С.П., Зайцев Н.С., Павлов В.А., Яшина Р.И. Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция. Выпуск 14. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии / Ред. Лучицкий И.В. – Москва: Наука, 1975. – 288 с.
7. Геологические формации Монголии. – Москва: Издательство ШАГ, 1995. – 180 с.
8. Геология Монгольской Народной Республики: [в 3 т.] / Министерство геологии СССР, Научно-исследовательская лаборатория геологии зарубежных стран / Ред. Маринов Н.А. – Москва: Недра, 1973. – 583 с.
9. Годовиков А.А. Минералогия. – Москва: Недра, 1983. – 647 с.
10. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. – Москва: Наука, 1987. – 239 с.
11. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 11. – С. 1545–1562.
12. Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. – 2019. – 10. – № 2. – С. 405–457.
13. Данилов Ю.Г., Никифорова В.В., Леонтьев С.П., Константинов Н.Н., Хосоев Д.В. ГОК «Эрдэнэт»: история и перспективы развития // Горная Промышленность. – 2019. – № 5. С. 24–27.
14. Дергунов А.Б., Лувсандазан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. – Москва: Наука, 1980. – 195 с.

15. Дистлер В.В., Малевский А.Ю., Лапутина И.П. Распределение платиноидов между пирротинном и пентландитом при кристаллизации сульфидного расплава // *Геохимия*. – 1977. – № 11. – С. 1646–1659.
16. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // *Геология и геофизика*. – 2003. – Т. 44. – С. 5–27.
17. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Параметры горячих точек и термохимических плюмов // *Геология и геофизика*. – 2005. – Т. 46. – № 6. – С. 589–602.
18. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермо-триасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // *Геология и геофизика*. – 2010. – Т. 51. – № 9. – С. 1159–1187.
19. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., де Ваэле Б., Пресняков С.Л. Позднетриасовая Катаевская вулканоплутоническая ассоциация Западного Забайкалья — фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана // *Геология и геофизика*. – 2012. – Т. 53. – № 1. – С. 30–49.
20. Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А., Чернышов И.В. Определение самарий-неодимового отношения для целей геохронологии // *Геохимия*. – 1987. – № 8. – С. 1115–1129.
21. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – Москва: Недра, 1990. – Кн.1 – 327 с. – Кн. 2 – 336 с.
22. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // *Геология и геофизика*. – 1998. – Т. 39. – № 11. – С. 1578–1586.
23. Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. Апатит-ильменит-титаномагнетитовое оруденение в массивах габбро-анортозитовой формации Западной Монголии. Эндогенные рудные, формации Монголии. – Москва: Наука, 1984. – С. 75–86.
24. Изох А.Э., Баярбилэг Л. Особенности внутреннего строения и краевые фации перидотит-пироксенит-габброноритовых массивов (на примере Баянцаганского массива МНР) // *Геология и геофизика*. – 1988. – № 2. – С. 75–86.
25. Изох А.Э., Поляков Г.В. Геохимия и минералогия элементов платиновой группы в Номгонском троктолит-анортозит-габбровом массиве // *Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза: материалы Всесоюзного совещания*. – Иркутск: Иркутское книжное издательство, 1990. – С. 63–66.
26. Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. – Новосибирск: Наука, 1990. – 269 с.

- 27.Изох А.Э., Поляков Г.В., Аношин Г.Н., Голованова Н.П. Геохимия платиновых металлов, золота и серебра в номгонском троктолит-анортозит-габбровом массиве (МНР) // Геохимия. – 1991. – № 10. – С. 114–117.
- 28.Изох А.Э., Майорова О.Н., Лаврентьев Ю.Г. Минералы платиновых металлов в Номгонском троктолит-анортозит-габбровом интрузиве (МНР) // Геология и геофизика. – 1992. – № 1. – С. 104–110.
- 29.Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm–Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 11. – С. 1565–1577.
- 30.Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородина Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П. Разнообразие кембрийско–ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. – Т. 1. – С. 106–109.
- 31.Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая — индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 5. – С. 665–681.
- 32.Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 1. – С. 10–31.
- 33.Карманова Н.Г., Карманов Н.С. Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL–9900XP / Материалы Всероссийской конференции по рентгеноспектральному анализу. Выпуск 7. – Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2011. – С. 126.
- 34.Кобранова В.Н. Петрофизика: Учебник для вузов. – Москва: Недра, 1986. – 392 с.
- 35.Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. – 2003а. – Т. 11. – № 2. – С. 164–178.
- 36.Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической

- области: 2. Петрология и геохимия // Петрология. – 2003б. – Т. 11. – № 3. – С. 227–254.
37. Коваль П.В., Антипин В.С., Цыпуков Ю.П., Смирнов В.Н. Геологическое строение и вещественный состав Бага-Хэнтейского батолита (МНР) // Геология и геофизика. – 1978. – Т. 5. – С. 68–78.
38. Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. – 487 с.
39. Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb исследований // Доклады Академии Наук. – 2012. – Т. 444. – № 2. – С. 184–189.
40. Колонин Г.Р., Орсов Д.А., Синякова Е.Ф., Кислов Е.В. Использование отношения Ni:Fe в пентландите для оценки летучести серы при формировании ЭПГ-содержащего сульфидного оруденения Йоко-Довыренского массива // Доклады Академии Наук. – 2000. – Т. 370. – № 1. – С. 87–91.
41. Кривенко А.П., Изох А.Э., Аракелянц М.М. Новые K-Ar данные по габбро-монцодиоритовой формации Монголии // Доклады Академии Наук СССР. – 1989. – Т. 305. – С. 690–694.
42. Кривенко А.П., Лопухов А.С., Глотов А.И. Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. – Новосибирск: Наука, 1990. – 55 с.
43. Кузнецов В.А. Центрально-Азиатский ртутный пояс // Геология и геофизика. – 1974. – № 5. – С. 103–111.
44. Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Систематика магматических формаций по составу // Геология и геофизика. – 1976. – № 5. – С. 3–21.
45. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинцией // Геотектоника. – 2011. – Т. 45. – № 6. – С. 3–23.
46. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 2. – С. 153–184.
47. Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Выбор оптимального метода расчета поправочных факторов при рентгеноспектральном микроанализе породообразующих минералов // Журнал аналитической химии. – 1996. – Т. 51. – № 3. – С. 323–331.
48. Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 8. – С. 1473–1482.
49. Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М. Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия

- надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 10. – С. 1439–1458.
50. Леснов Ф.П., Агафонов Л.В. Материалы по геологии и петрологии: Баянхонгорского базит–гипербазитового пояса в Центральной Монголии // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980. – С. 27–54.
51. Леснов Ф.П. Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. – Вып. 1. – С. 58–95.
52. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит — крупнейший гранитоидный плутон. – Новосибирск: Наука, 1992. – 141 с.
53. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. – Москва: Эслан, 2006. – 496 с.
54. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. – Москва: Недра, 1974. – 249 с.
55. Лыгин А.В. Особенности состава руд Верхнекингашского платиноидно-кобальт-медно-никелевого месторождения (Красноярский край) // Вестник Московского университета: Геология. – 2010. – № 2. – С. 69–72.
56. Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 5. – С. 615–628.
57. Митин В.В. Научные связи СССР и МНР в 1920-1950-е гг. Академия наук СССР и Монгольский ученый комитет // Метаморфозы истории. – 2014. – № 5. – С. 111–133.
58. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. – 1993. – № 6. – С. 3–33.
59. Мурзаев Э.М. Географические исследования Монгольской Народной Республики. – Москва, Ленинград: Изд-во Академии наук СССР, 1948. – 211 с.
60. Нейбург М.Ф. Доклад о поездке в северо-западную Монголию в 1924 г. – Архив РАН, 1926. – Ф. 690. – Оп. 4. – Д. 1.
61. Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия. – 2008. – № 10. – С. 1085–1091.
62. Обручев В.А. Центральная Азия, Северный Китай и Тянь-Шань. Отчет о путешествии, совершенном по поручению ИРГО в 1892–1894 гг. – СПб., 1900–1901. – Т. I–II.
63. Оролмаа Д., Эрдэнэсайхан Г., Борисенко А.С., Федосеев Г.С., Бабич В.В., Жмодик С.М. Пермотриасовые гранитоиды и металлогения Хангая

- (Центральная Монголия) // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 7. – С. 706–719.
64. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. – Москва: Наука, 1984. – 200 с.
65. Поляков Г.В., Кривенко А.П., Изох А.Э. Габбро-анортозитовая формация Монголии // Доклады Академии Наук СССР. – 1983. – Т. 270. – № 4. – С. 955–959.
66. Поляков Г.В., Изох А.Э., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Баярбилэг Л. Раннепалеозойская формация расслоенных перидотит-пироксенит-габброноритовых массивов Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика. – 1984. – С. 50–62.
67. Поляков Г.В., Кривенко А.П. Петрохимия габброидных ассоциаций как основа их формационного анализа // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 6–13.
68. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Систематика габброидных формаций Западной Монголии // Систематика магматических формаций. – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 4–59.
69. Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы восточно-сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление с Ибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 11. – С. 1689–1704.
70. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. /Под. ред. Д.В. Рундквиста. – Ленинград: Недра, 1981. – 423 с.
71. Саватенков В.М., Ярмолук В.В., Козловский А.М., Смирнова З.Б., Свиридова О.Е. Изотопный (Nd, Pb) состав гранитоидов Хангайского батолита как индикатор корообразующих процессов в истории геологического развития Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. – 2018. – Т. 26. – № 4. – С. 358–375.
72. Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Козловский А.М., Ярмолук В.В., Федосеенко А.М. Кристаллогенезис циркона щелочных гранитов и особенности его U-Pb датирования (на примере Хангайского магматического ареала) // Петрология. – 2014. – Т. 22. – № 5. – С. 482–495.
73. Сапожников В.В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. Путешествие 1905-1906 гг. – Томск: Типо-Литография Т-ва Печатного Дела, 1911. – 408 с.
74. Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И., Проскуряков А.А. Скуридин В.А. Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных регионов). – Новосибирск: Наука, 1977. – 423 с.
75. Сотников В.И., Жамсран М., Берзина А.П., Шабаловский А.Е., Гарамжав Д., Болд Д. Металлогения Монгольской Народной Республики (медь, молибден). – Новосибирск: Институт геологии и геофизики СС АН СССР, 1985. – 40 с.

76. Ступаков С.И., Изох А.Э., Коптев-Дворников Е.В. Генезис дунит–верлит–клинопироксенит–габбровых массивов Монголии // Геология и геофизика. – 1991. – № 6. – С. 34–41.
77. Тектоника Монгольской Народной Республики. Москва: Наука, 1974. – 284 с.
78. Толстых Н.Д., Лапухов А.С., Кривенко А.П., Лазарева Е.В. Минералы платиновой группы в золотоносных россыпях северо-западного Салаира // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 6. – С. 916–925.
79. Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю. Информативность шлиховых ореолов для поисков платинометального оруденения // Геология Рудных месторождений. – 2010. – Т. 52. – № 3. – С. 221–240.
80. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. – 2009. – Т. 50. – № 11. – С. 1181–1199.
81. Травин А.В. Термохронология субдукционно-коллизийных, коллизийных событий Центральной Азии // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 3. С. 553–574.
82. Туркина О.М. Лекции по геохимии мантии и континентальной коры: учеб. пособие / О.М. Туркина. – Новосибирск: РИЦ НГУ, 2008. – 150 с.
83. Туркина О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов: учеб. пособие / О.М. Туркина. – Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. – 118 с.
84. Турутанов Е.Х., Гребенщикова В.И., Носков Д.А. Форма и размеры Ангаро-Витимского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. – Вып. 4. – Т. 2. – С. 183–187.
85. Турутанов Е.Х., Гребенщикова В.И., Оглоблин Р.В. Глубинная структура и геохимия пород Хангайского гранитоидного батолита (Монголия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. – Вып. 5. – Т. 2. – С. 133–135.
86. Усов М.А. Орография и геология Хентейского хребта в Монголии // Известия Геологического комитета. – 1915. – Т. 34. – Вып. 8. – С. 889–991.
87. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. – Москва: Мир, 1970. – 552 с.
88. Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья. – Москва: Наука, 1977. – 149 с.
89. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. / Ред. Дортман Н.Б. – Москва: Недра, 1984. – 455 с.
90. Фор Г. Основы изотопной геологии. – Москва: Мир, 1989. – 590 с.
91. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. – Москва: Научный мир, 2001. – 606 с.
92. Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – Москва: Книжный дом «Университет», 2005. – 560 с.

93. Хосбаяр П., Бямба Б., Биндерья Т., Гансук З., Энхтувшин Х., Батаа Ч., Гаечимэг Я., Эрдэнэчимэг Ж. Геологическая карта, Угийнуурский район L–48–I, II масштаб: 1:200000. – Центральная геологическая экспедиция МГ и ГРП МНР, 1987.
94. Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 5. – С. 983–1004.
95. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Филимонов А.В. Бимодальные вулканогенные и субвулканические ассоциации Западного Забайкалья (PZ₃-MZ): источники магм, эволюция, геодинамика // Литосфера. – 2010. – № 3. – С. 78–86.
96. Шаповалова М.О., Толстых Н.Д., Шелепаев Р.А. Cu-Ni-ЭПГ минерализация перидотит-габбрового массива Орцог-Ула, Западная Монголия // Рудно-магматические системы. Магматизм, металлогения и тектоника Северной Азии. Сборник научных трудов по фундаментальным исследованиям Института геологии и минералогии СО РАН. Выпуск 1. – Новосибирск: ИГМ СО РАН. – 2018. – С. 44–55.
97. Шаповалова М.О., Толстых Н.Д., Шелепаев Р.А., Цибизов Л.В. Петрология и геохронология перидотит-троктолит-габбрового массива Орцог-Ула (Западная Монголия) // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 8. – С. 1069–1090.
98. Шарпенюк Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А. TAS-диаграмма сумма щелочей — кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 56. – С. 40–50.
99. Шастина Н.П. История изучения Монгольской Народной Республики. Монгольская Народная Республика / Ред. Златкин И.Я. – Москва: Изд-во АН СССР, 1952. – С. 15–55.
100. Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Вишневский А.В., Шелепов Я.Ю., Руднев С.Н. Пермские габброидные интрузивы Хангайского нагорья (Западная Монголия) // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы: материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. – СПб.: Springer, 2015. – С. 337–338.
101. Шелепаев Р.А., Поляков Г.В., Изох А.Э., Вишневский А.В., Егорова В.В., Шелепов Я.Ю. Пермские внутриплитные ультрамафит-мафитовые ассоциации Азии // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения. Материалы Третьей международной научной конференции. – Новосибирск: Институт геологии и минералогии СО РАН, 2016. – С. 214–215.
102. Юсупова Т.И. Монгольская комиссия Академии наук. История создания и деятельности (1925–1953 гг.). – Санкт-Петербург: Издательство «Нестор-История», 2006. – 280 с.

103. Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. – Москва: Наука, 1991. – 263 с.
104. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро–Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально–Азиатском складчатом поясе // Геотектоника. – 1997. – № 5. – С. 18–32.
105. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. – 2000. – № 5. – С. 3–29.
106. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Будников С.В., Котов А.Б., Пономарчук В.А. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. – 2002. – № 4. – С. 42–63.
107. Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. – 2003. – Т. 11. – № 6. – С. 556–586.
108. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И., Энжин Г., Фугзан М.М. Возраст Хангайского батолита и проблема батолитообразования в Центральной Азии // Доклады Академии Наук. – 2008. – Т. 423. – № 1. – С. 92–98.
109. Ярмолук В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. – 2012. – Т. 54. – № 5. – С. 375–399.
110. Ярмолук В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Травин А.В., Козаков И.К., Ковач В.П., Лебедев В.И., Яковлева С.З., Ансимова И.В., Энджин Г. Участие щелочно-гранитного магматизма в формировании Хангайского батолита: данные геологических и геохронологических исследований // Доклады Академии Наук. – 2013а. – Т. 452. – № 5. – С. 543–547.
111. Ярмолук В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Лебедев В.И., Энжин Г. Возраст Хангайского батолита и проблемы полихронности батолитообразования в Центральной Азии // Доклады академии наук. – 2013б. – Т. 452. – № 6. – С. 646–652.
112. Ярмолук В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. – 2013в. – Т. 21. – № 2. – С. 115–142.
113. Ярмолук В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // Геология и геофизика. – 2016а. – Т. 57. – № 3. – С. 457–475.

114. Ярмолук В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Лебедев В.И., Ээнжин Г. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // *Петрология*. – 2016б. – Т. 24. – С. 468–498.
115. Ярмолук В.В., Козловский А.М., Травин А.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Козаков И.К., Плоткина Ю.В., Ээнжин Г., Оюунчимэг Ц., Свиридова О.Е. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. – 2019. – Т. 27. – № 1. – С. 79–102.
116. Abbott D.H., Isley A.E. The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time // *Journal of Geodynamics*. – 2002. – V. 34. – P. 265–307.
117. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoric and solar // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1989. – V. 53. – P. 197–214.
118. Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S. & Barmina G.S. The COMAGMAT-5: Modeling the Effect of Fe-Ni Sulfide Immiscibility in Crystallizing Magmas and Cumulates // *Journal of Petrology*. – 2018. – V. 59. – № 2. – P. 283–298.
119. Badarch G., Cunningham W.D., Brian F.W. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of central Mongolia // *Journal of Asian Earth sciences*. – 2002. – V. 21. – P. 87–110.
120. Barbarin B.A. Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos*. – 1999. – V. 46. P. 605–626.
121. Barnes S-J., Lightfoot P.C. Formation of magmatic nickel-sulphide ore deposits and processes affecting their copper and platinum-group element contents. // In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (Eds.), *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. – 2005. – P. 179–213.
122. Begg G.C., Hronsky J.A.M., Arndt N.T., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Hayward N. Lithospheric, Cratonic, and Geodynamic Setting of Ni-Cu-PGE Sulfide Deposits // *Economic Geology*. – 2010. – V. 105. – P. 1057–1070.
123. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // In: Henderson P. (Ed.), *Rare earth element geochemistry*. – New York: Elsevier, 1984. – P. 63–114.
124. Bryan S.E., Ernst R.E. Revised definition of large igneous provinces (LIPs) // *Earth-Science Reviews*. – 2008. – V. 86. – № 1–4. – P. 175–202.
125. Budnikov S.V., Kovalenko V.I., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P. The age and sources of the Hangay batholith (Central Mongolia) // In: Badarch G., Jahn B.M. (Eds.), *IGCP-420 Second Workshop Abstract and Excursion Guidebook, Geosciences Rennes*. 1999. P. 11–12.
126. Cabri L.J. New data on phase relations in Cu-Fe-S system // *Economic Geology*. – 1973. – V. 68. – P. 443–454.

127. Chai G., Naldrett A.J. PGE mineralization of the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, N.W. China // *Economic Geology*. – 1992. – V. 87. – P. 1475–1495.
128. Cook N.J., Ciobanu C.L., Danyushevsky L.V., Gilbert S. Minor and trace elements in bornite and associated Cu-(Fe)-sulfides: a LA-ICP-MS study Bornite mineral chemistry // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2011. – V. 75. – P. 6473–6496.
129. Cowden A., Donaldson M.J., Naldrett A.J., Campbell I.H. Platinum-group elements in the komatiite-hosted Fe-Ni-Cu sulfide deposits at Kambalda, Western Australia // *Economic Geology*. – 1986. – V. 81. – P. 1226–1235.
130. Craig J.R., Kullerud G. Phase relations in the Cu-Fe-Ni-S system and their application to magmatic ore deposits // *Economic Geology*. – 1969. – V. 4. – P. 344–358.
131. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic-Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2013. – V. 62. – P. 79–97.
132. Elliott T. Tracers of the slab // *Geophysical Monograph series*. – 2003. – V. 138. – P. 23–45.
133. Ernst R. Large Igneous Provinces. – Cambridge: Cambridge University press, 2014. – 666 p.
134. Fleet M.E., Pan Y.M. Fractional crystallization of anhydrous sulfide liquid in the system Fe-Ni-Cu-S, with application to magmatic sulfide deposits. // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. – 1994. – V. 58. – P. 3369–3377.
135. Gervilla F., Leblanc M., Torres-Ruiz J., Hach-Ali P.F. Immiscibility between arsenide and sulfide melts: A mechanism for the concentration of noble metals // *Canadian Mineralogist*. – 1996. – V. 34. – P. 485–502.
136. Gervilla F., Sanchez-Anguita A., Acevedo R.D., Hach-Ali P.F. Platinum-group element sulpharsenides and Pd bismuthotellurides in the metamorphosed Ni-Cu deposit at Las Aguilas (Province of San Luis, Argentina) // *Mineralogical Magazine*. – 1997. – V. 61. – P. 861–877.
137. Gervilla F., Papunen H., Kojonen K., Johanson B. Platinum-, palladium- and gold-rich arsenide ores from the Kylmakoski Ni-Cu deposit (Vammala Nickel Belt, SW Finland) // *Mineralogy and Petrology*. – 1998. – V. 64. – P. 163–185.
138. Hanley J.J. The role of arsenic-rich melts and mineral phases in the development of high-grade Pt-Pd mineralization within komatiite-associated magmatic Ni-Cu sulfide horizons at Dundonald beach south, Abitibi subprovince, Ontario, Canada // *Economic Geology*. – 2007. – V. 102. – P. 305–317.
139. Helmy H.M., Ballhaus C., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Fonseca R.O.C., Laurenz V. Partitioning of Se, As, Sb, Te and Bi between monosulfide solid solution and sulfide melt – Application to magmatic sulfide deposits // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. – 2010. – V. 74. – P. 6174–6179.
140. Helmy H.M., Ballhaus C., Fonseca R.O.C., Wirth R., Nagel T., Tredoux M. Noble metal nanoclusters and nanoparticles precede mineral formation in magmatic sulphide melts // *Nature Communications*. – 2013. – V. 4. – 7 p.

141. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. – 1997. – V. 385. – P. 219–229.
142. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2003. – V. 53. – P. 27–62.
143. Jahn B.M., Capdevila R., Liu D. et al. Sources of Phanerozoic granitoids in the transect Bayanhongor-Ulan Baator, Mongolia: geochemical and Nd isotopic evidence, and implications of Phanerozoic crustal growth // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2004. – V. 23. – P. 629–653.
144. Kaneda H., Takenouchi S., Shoji T. Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system // *Mineralium Deposita*. – 1986. – V. 21. – P. 169–180.
145. Kissin S.A., Scott S.D. Phase relations involving pyrrhotite below 350°C // *Economic Geology*. – 1982. – V. 77. – № 7. – P. 1739–1754.
146. Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Salnikova E.B., Travin A.V., Kotov A.B., Plotkina J.V., Kudryashova E.A., Savatenkov V.M. Late Paleozoic anorogenic magmatism of the Gobi Altai (SW Mongolia): tectonic position, geochronology and correlation with igneous activity of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2015. – V. 113. – P. 524–541.
147. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // *American Mineralogist*. – 1983. – V. 68. – P. 277–279.
148. Krivolutskaya N., Tolstykh N., Kedrovskaya T., Naumov K., Kubrakova I., Tyutyunnik O., Gongalsky B., Kovalchuk E., Magazina L., Bychkova Y. World-Class PGE-Cu-Ni Talnakh Deposit: New Data on the Structure and Unique Mineralization of the South-Western Branch // *Minerals*. – 2018. – V. 8. – P. 124.
149. Kullerud G., Yund R.A., Moh G.H. Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S, and Fe-Ni-S systems // *Economic Geology Monograph*. – 1969. – V. 4. – P. 323–343.
150. Kuova O., Huhma M., Vuorelainen Y. A natural cobalt analog of pentlandite // *American Mineralogist*. – 1959. – V. 44. – P. 897–900.
151. Kuzmin V.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstruction of the Siberian continent based on interection with the African large low shear velocity province // *Earth Science Review*. – 2010. – V. 102. – P. 29–59.
152. Latypov R., Chistyakova S., Barnes S.J., Hunt E.J. Origin of Platinum Deposits in Layered Intrusions by In Situ Crystallization: Evidence from Undercutting Merensky Reef of the Bushveld Complex // *Journal of Petrology*. 2017. V. 58 (4). P. 715–761.
153. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., and Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on New Minerals and Mineral Names // *American Mineralogist*. – 1997. – V. 82. – P. 1019–1037.

154. Leblanc M., Fischer W. Gold and platinum group elements in cobalt-arsenide ores – hydrothermal concentration from a serpentinite source-rock (Bou-Azzer, Morocco) // *Mineralogy and Petrology*. – 1990. – V. 42. – P. 197–209.
155. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex. Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. – Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999. – № 1. – 46 p.
156. Ludwig K.R. SQUID 1.00 User's manual. – Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000. – № 2. – 19 p.
157. Maier W.D. Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts, and exploration criteria // *Journal of African Earth Sciences*. – 2005. – V. 41. – P. 165–191.
158. Maier W. D., Ariskin A. A. Ni-Cu-PGE-Cr-V bearing layered mafic-ultramafic intrusions of Russia-preface to a thematic issue // *Mineralium Deposita*. – 2016. – V. 51. – P. 971–972.
159. Makovicky E. Ternary and quaternary phase systems with PGE // In: Cabri L.J. (Ed.), *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements: CBM Spec.* Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Marc Veilleux Imprimeur Inc., 2002. – V. 54. – P. 131–175.
160. Mao Y.J., Dash B., Qin K.Z., Bujinkham B., Tang D.M. Comparisons among the Oortsog, Dulaan, and Nomgon mafic-ultramafic intrusions in central Mongolia and Ni-Cu deposits in NW China: implications for economic Ni-Cu-PGE ore exploration in central Mongolia // *Russian Geology and Geophysics*. – 2018. – V. 59. – № 1. – P. 1–18.
161. Myers J.D. Possible petrogenetic relations between low- and high-MgO Aleutian basalts // *Geological Society of America Bulletin*. – 1988. – V. 100. – № 7. – P. 1040–1053.
162. McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. Potassium, Rubidium and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1992. – V. 56. – № 3. – P. 1001–1012.
163. Mekhonoshin A.S., Tolstykh N.D., Podlipsky M.Y., Kolotilina T.B., Vishnevsky A.V., Benedyuk Y.P. PGE mineralization of dunite-wehrlite massifs at the Gutara-Uda interfluve, Eastern Sayan // *Geology of Ore Deposits*. – 2013. – V. 55. – P. 162–175.
164. Mirsa K., Fleet M.E. The chemical compositions of synthetic and natural pentlandite assemblages // *Economic Geology*. – 1973. – V. 68. – P. 518–539.
165. Mitchell A.H., Reading H.G. Continental margins, geosynclines, and ocean floor spreading // *The Journal of Geology*. – 1969. – V. 77. – P. 629–646.
166. Morgan W. J. Convection Plumes in the Lower Mantle // *Nature*. – 1971. – V. 230. – P. 42–43.
167. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // *American Mineralogist*. – 1988. – V. 73. – № 9–10. – P. 1123–1133.

168. Naldrett A.J. Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration. – New York: Springer, 2004. – P. 1–730.
169. Naldrett A.J. Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmas // *Economic Geology*. – 2010. – V. 105. – P. 669–688.
170. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1973. V. 19. – P. 290–300.
171. Pirajno F. Ore deposits and mantle plumes. Dordrecht. – Boston: Kluwer Academic, 2000. – 556 p.
172. Polat A., Kerrich R., Wyman D. Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archaean Wawa greenstone belts, Superior Province // *Precambrian Research*. – 1999. – V. 94. – P. 139–73.
173. Qin K.Z., Tang D.M., Su B.X., Mao Y.J., Xue S.C. The tectonic setting, style, basic feature, relative erosion degree, ore-bearing evaluation sign, potential analysis of mineralization of Cu-Ni bearing Permian mafic-ultramafic complexes, Northern Xinjiang // *Northwestern Geology*. – 2012. – V. 45. – P. 83–116.
174. Radomskaya T.A., Glazunov O.M., Vlasova V.N., Suvorova L.F. Geochemistry and mineralogy of platinum group element in ores of the Kingash deposit, Eastern Sayan, Russia // *Geology of Ore Deposits*. – 2017. – V. 59. – P. 354–374.
175. Ramdohr P. The ore minerals and their intergrowths // In: *International series in earth science*, 2nd edition. – London: Pergamon Press. – 1980. – V. 35. – P. 1207.
176. Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Yu.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Mueller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. Nomenclature of the micas // *The Canadian Mineralogist*. – 1998. – V. 36. – P. 905–912.
177. Robb L. Introduction to ore-forming processes. – New Jersey: Wiley-Blackwell, 2005. – 373 p.
178. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. – Singapor: Longman, 1993. – 343 p.
179. Shapovalova M., Shelepaev R., Tolstykh N., Kalugin V., Safonova I. Petrology of the Ortsog-Uul Gabbro-Petidotite PGE-Bearing complex, Western Mongolia // In: André-Meyer A.S. (Ed.), *Proceedings of the 13th Biennial SGA Meeting, Nancy, France, Volume 4*. – 2015. – P. 983–985.
180. Shapovalova M., Tolstykh N., Shelepaev R., Kalugin V. PGE-Cu-Ni Mineralization of Mafic-Ultramafic Massifs of the Khangai Upland, Western Mongolia // *Minerals*. – 2020. – V. 10. – P. 942.
181. Sinyakova E., Kosyakov V., Nenashev B., Tsirkina N.L. Single-crystal growth of $(\text{Fe}_y\text{Ni}_{1-y})$ solid solution // *Journal of Crystal Growth*. – 2005. – V. 275. – P. 2055–2060.
182. Stumpel E.F., Clark A.M. Hollingworthite, a new rhodium mineral, identified by electron probe microanalysis // *American Mineralogist*. – 1965. – V. 50. – P. 1068–1074.

183. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. – Geological Society of London: Special Publication, 1989. – V. 42. – P. 313–345.
184. Svetlitskaya T.V., Tolstykh N.D., Izokh A.E., Thi P.N. PGE geochemical constraints on the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide mineralization in the Suoi Cun intrusion, Cao Bang province, Northeastern Vietnam // *Mineralogy and Petrology*. – 2015. – V. 109. – № 5. – P. 161–80.
185. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chemical Geology*. – 2000. – V. 168. – P. 279–281.
186. Taylor S.R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1964. – V. 28. – № 8. – P. 1273–1285.
187. Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Kozlov A.P. Platinum-group minerals in lode and placer deposits associated with the Ural-Alaskan-type Gal'moenan complex, Koryak-Kamchatka Platinum Belt, Russia // *The Canadian Mineralogist*. – 2004. – V. 42. – № 2.
188. Tolstykh N. PGE mineralization in marginal sulfide ores of the Chineisky layered intrusion, Russia // *Mineralogy and Petrology*. – 2008. – V. 92. – P. 283–306.
189. Tolstykh N., Krivolutskaya N., Safonova I., Shapovalova M., Zhitova L., Abersteiner A. Unique Cu-rich sulphide ores of the Southern-2 orebody in the Talnakh Intrusion, Noril'sk area (Russia): Geochemistry, mineralogy and conditions of crystallization // *Ore Geology Reviews*. – 2020. – P. 122.
190. Tomurtogoo O. Tectonic of Mongolia. – Geological information center of the mineral resources authority of Mongolia, Institute of geology and mineral resource of the Mongolian Academi of Science, 2002.
191. Vaughan D.J., Craig, J.R. *Mineral Chemistry of Sulfides*. – Cambridge: Cambridge University Press, 1978. – 512 p.
192. Vrevsky A., Krinsky R., Svetov S. Isotopic (Nd, O) and geochemical (REE) heterogeneity of the Archaean mantle, Baltic Shield. – London: Geological Society, Special Publication, 1996. – V. 112. – P. 43–54.
193. White W.M., Hofmann A.W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle geochemistry // *Nature*. – 1982. – V. 296. – P. 821–25.
194. Williams J.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // In: McKibben M.A., Shanks W.C., Ridley W.I. (Eds.), *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. – Economic Geology. – 1998. – V. 7. – P. 1-35.
195. Windley B.F., Xiao W. Ridge subduction and slab windows in the Central Asian Orogenic Belt: Tectonic implications for the evolution of an accretionary orogen // *Gondwana Research*. – 2018. – V. 61. – P. 73–87.
196. Xiang W., Griffin W.L., Jie C., Pinyun H., Xiang L. U and Th contents and Th/U ratios of zircon in felsic and mafic magmatic rocks: improved zircon-melt

- distribution coefficients // *Acta Geologica Sinica*. – 2011. – V. 85. – № 1. – P. 64–174.
197. Xu Y.G., Wei X., Luo Z.Y., Liu H.Q., Cao J. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // *Lithos*. – 2014. – V. 204. – P. 20-35.
198. Yi Z., Meert, J.G. A closure of the Mongol–Okhotsk Ocean by the Middle Jurassic: reconciliation of paleomagnetic and geological evidence // *Geophysical Research Letters*. – 2020 – P. 47.
199. Zhang Z., Mao J., Chai F., Yan S., Chen B., Pirajno F. Geochemistry of the Permian Kalatongke mafic intrusions, Northern Xinjiang, Northwest China: Implications for the genesis of magmatic Ni–Cu sulfide deposits // *Economic Geology*. – 2009. – V. 104. – № 2. – P. 185–203.
200. Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 1986. – V. 14. – P. 493–571.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Приложение 1.1. Химический состав оливина (мас.%) в породах массива Орцог-Ула.

№	проба	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	сумма
<i>Первая фаза</i>												
1	Ч11-14	38,02	н.п.о.	н.п.о.	0,36	22,44	39,83	н.п.о.	0,03	н.а.	0,02	100,70
2		38,61	н.п.о.	н.п.о.	0,34	21,84	40,21	н.п.о.	0,03	н.а.	0,01	101,04
3	Ч14-14	39,51	н.п.о.	н.п.о.	0,32	17,67	43,34	н.п.о.	0,02	н.а.	0,05	100,92
4		39,27	н.п.о.	н.п.о.	0,30	18,13	42,92	н.п.о.	0,02	н.а.	0,06	100,70
5		39,51	н.п.о.	н.п.о.	0,29	18,00	42,65	н.п.о.	0,04	н.а.	0,08	100,58
6	Ч24-14	39,07	н.п.о.	н.п.о.	0,28	19,12	42,36	0,01	0,02	н.а.	0,01	100,86
7		39,26	н.п.о.	н.п.о.	0,26	19,00	42,26	0,01	0,02	н.а.	н.п.о.	100,81
8		39,11	н.п.о.	н.п.о.	0,25	18,75	42,53	0,01	0,04	н.а.	н.п.о.	100,68
9		39,18	н.п.о.	н.п.о.	0,27	19,16	42,45	н.п.о.	0,02	н.а.	н.п.о.	101,08
10		39,05	н.п.о.	н.п.о.	0,29	19,01	42,27	н.п.о.	0,03	н.а.	н.п.о.	100,65
11	Ч26-14	39,10	н.п.о.	н.п.о.	0,27	16,48	43,78	н.п.о.	0,03	н.а.	0,08	99,75
12		39,72	н.п.о.	н.п.о.	0,23	15,56	44,61	н.п.о.	0,04	н.а.	0,09	100,25
13		39,95	н.п.о.	н.п.о.	0,28	15,47	44,77	н.п.о.	0,01	н.а.	0,10	100,58
<i>Вторая фаза</i>												
14	B13044	38,18	0,01	0,02	0,37	21,09	39,55	0,01	0,02	0,02	н.а.	99,26
15	B13045	37,61	0,02	0,01	0,47	23,00	38,51	0,01	н.п.о.	0,01	н.а.	99,64
16		37,91	0,02	0,02	0,46	22,90	38,37	н.п.о.	0,01	0,01	н.а.	99,68
17		38,62	0,02	0,03	0,31	16,88	43,24	0,02	0,02	0,01	н.а.	99,15
18		38,65	0,01	н.п.о.	0,28	24,30	38,24	0,01	н.п.о.	0,01	н.а.	101,5
19		38,71	0,02	0,02	0,28	16,92	44,96	0,01	н.п.о.	0,01	н.а.	100,93
20		39,25	0,02	0,02	0,32	16,69	43,49	0,02	0,02	0,01	н.а.	99,84
21	B13046	38,62	0,01	н.п.о.	0,30	21,39	38,83	0,02	н.п.о.	0,00	н.а.	99,16
22		38,43	н.п.о.	н.п.о.	0,32	21,80	39,01	0,04	н.п.о.	н.п.о.	н.а.	99,6
23		38,50	0,01	н.п.о.	0,29	21,95	38,98	0,03	н.п.о.	0,01	н.а.	99,76
24	B13050	39,25	0,01	0,02	0,27	16,73	43,12	0,03	н.п.о.	0,01	н.а.	99,43
25		39,38	0,02	0,02	0,26	16,52	43,28	0,01	н.п.о.	0,01	н.а.	99,5
26	B13052	38,43	н.п.о.	н.п.о.	0,08	22,14	39,21	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.а.	99,85
27		38,06	н.п.о.	н.п.о.	0,08	22,81	38,82	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.а.	99,78
28	B13056	37,38	0,02	0,06	0,26	22,85	37,82	0,01	0,01	0,01	н.а.	98,42

Приложение 1.1. (продолжение)

№	проба	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	сумма	
29	B13056	37,62	0,02	0,01	0,29	23,01	38,30	0,01	н.п.о	0,01	н.а.	99,26	
30	B13057	38,38	0,01	0,02	0,27	24,17	37,60	0,02	н.п.о	н.п.о.	н.а.	100,46	
31		38,52	0,01	0,01	0,27	24,31	37,89	н.п.о.	н.п.о	0,01	н.а.	101,02	
32	B13058	37,25	0,01	н.п.о.	0,35	23,73	37,33	0,01	0,02	н.п.о.	н.а.	98,71	
33	B13060	37,65	0,02	0,01	0,23	22,32	38,44	0,01	0,01	н.п.о.	н.а.	98,69	
34		37,82	0,01	0,01	0,21	21,12	39,55	0,01	н.п.о	0,01	н.а.	98,73	
35		38,06	н.п.о	0,02	0,28	21,64	39,26	н.п.о.	0,02	0,02	н.а.	99,3	
36		38,33	0,01	0,04	0,30	21,70	40,12	0,01	0,01	н.п.о.	н.а.	100,53	
37		38,35	0,01	0,02	0,30	24,54	37,68	0,02	0,01	0,01	н.а.	100,92	
38	B13061	37,88	0,01	0,03	0,24	21,63	39,70	0,01	0,03	0,01	н.а.	99,52	
39	B13062	38,77	н.п.о	н.п.о	0,08	21,45	39,97	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.а.	100,27	
40		38,91	н.п.о	н.п.о	0,05	21,01	40,07	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.а.	100,04	
41		38,98	н.п.о	н.п.о	0,09	21,07	39,80	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.а.	99,94	
42	B13071	38,27	0,02	н.п.о.	0,33	20,52	40,59	0,02	н.п.о	0,01	н.а.	99,75	
Кристаллохимические коэффициенты оливинов в пересчете на 4 атома кислорода													
№	проба	Si	Ti	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ni	сумма	Fo, %
<i>Первая фаза</i>													
1	Ч11-14	0,984	-	-	0,486	0,008	1,537	-	0,002	-	0,000	3,02	75,7
2		0,992	-	-	0,469	0,007	1,539	-	0,001	-	0,000	3,01	76,4
3	Ч14-14	0,996	-	-	0,372	0,007	1,628	-	0,001	-	0,001	3,00	81,1
4		0,994	-	-	0,384	0,006	1,620	-	0,001	-	0,001	3,01	80,6
5		1,000	-	-	0,381	0,006	1,609	-	0,002	-	0,001	3,00	80,6
6	Ч24-14	0,992	-	-	0,406	0,006	1,603	-	0,001	-	0,000	3,01	79,6
7		0,996	-	-	0,403	0,006	1,598	-	0,001	-	0,000	3,00	79,6
8		0,993	-	-	0,398	0,005	1,609	-	0,002	-	0,000	3,01	80,0
9		0,991	-	-	0,405	0,006	1,601	-	0,001	-	0,000	3,01	79,6
10		0,993	-	-	0,404	0,006	1,602	-	0,001	-	0,000	3,01	79,6
11	Ч26-14	0,992	-	-	0,350	0,006	1,656	-	0,002	-	0,001	3,01	82,3
12		0,998	-	-	0,327	0,005	1,670	-	0,002	-	0,001	3,00	83,4
13		1,000	-	-	0,324	0,006	1,670	-	0,001	-	0,001	3,00	83,5

Приложение 1.1. (продолжение)

<i>Вторая фаза</i>													
<i>№</i>	<i>проба</i>	<i>Si</i>	<i>Ti</i>	<i>Cr</i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Mg</i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>Ni</i>	<i>сумма</i>	<i>Fo, %</i>
14	B13044	1,00	-	-	0,46	0,01	1,54	-	-	-	-	3,00	76,7
15	B13045	0,99	-	-	0,51	0,01	1,51	-	-	-	-	3,01	74,5
16		0,99	-	-	0,50	0,01	1,50	-	-	-	-	3,01	74,5
17		0,99	-	-	0,36	0,01	1,65	-	-	-	-	3,01	81,8
18		1,00	-	-	0,52	0,01	1,47	-	-	-	-	3,00	73,5
19		0,97	-	-	0,36	0,01	1,69	-	-	-	-	3,03	82,3
20		1,00	-	-	0,35	0,01	1,64	-	-	-	-	3,00	82,0
21	B13046	1,01	-	-	0,47	0,01	1,51	-	-	-	-	2,99	76,1
22		1,00	-	-	0,47	0,01	1,51	-	-	-	-	3,00	75,9
23		1,00	-	-	0,48	0,01	1,51	-	-	-	-	3,00	75,7
24	B13050	1,00	-	-	0,36	0,01	1,64	-	-	-	-	3,00	81,9
25		1,00	-	-	0,35	0,01	1,64	-	-	-	-	3,00	82,1
26	B13052	1,00	-	-	0,48	-	1,52	-	-	-	-	3,00	75,9
27		0,99	-	-	0,50	-	1,51	-	-	-	-	3,01	75,2
28	B13056	0,99	-	-	0,51	0,01	1,50	-	-	-	-	3,01	74,5
29		0,99	-	-	0,51	0,01	1,50	-	-	-	-	3,01	74,5
30	B13057	1,00	-	-	0,53	0,01	1,46	-	-	-	-	3,00	73,3
31		1,00	-	-	0,53	0,01	1,47	-	-	-	-	3,00	73,3
32	B13058	0,99	-	-	0,53	0,01	1,48	-	-	-	-	3,01	73,4
33	B13060	0,99	-	-	0,49	0,01	1,51	-	-	-	-	3,01	75,2
34		0,99	-	-	0,46	-	1,55	-	-	-	-	3,01	76,9
35		0,99	-	-	0,47	0,01	1,53	-	-	-	-	3,01	76,1
36		0,99	-	-	0,47	0,01	1,54	-	-	-	-	3,01	76,5
37		1,00	-	-	0,53	0,01	1,46	-	-	-	-	3,00	73,0
38	B13061	0,99	-	-	0,47	0,01	1,54	-	-	-	-	3,01	76,4
39	B13062	1,00	-	-	0,46	-	1,54	-	-	-	-	3,00	76,9
40		1,00	-	-	0,45	-	1,54	-	-	-	-	3,00	77,3
41		1,01	-	-	0,45	-	1,53	-	-	-	-	2,99	77,1
42	B13071	0,99	-	-	0,44	0,01	1,57	-	-	-	-	3,01	77,6

Примечание: троктолиты: Ч-26-14, В-13050; ол. меланогаббронорит: В-13058; ол. меланогаббро: Ч-11-14, В-13044, В-13045, В-13059, В-13062, В-13071; ол мезогаббро: Ч-14-14, Ч-24-14, В-13046, В-13048, В-13052, В-13053, В-13057. «-» означает либо не определялся элемент, либо н.п.о.

Приложение 1.2. Химический состав плагиоклаза (мас.%) в породах массива Орцог-Ула.

№	проба	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма
<i>Первая фаза</i>							
1	Ч11-14	45,89	34,75	18,59	0,92	0,01	100,45
2		46,03	34,27	18,52	1,05	0,01	100,11
3		45,89	34,35	18,50	1,05	0,01	100,06
4		45,73	34,40	18,50	0,95	н.п.о.	99,89
5		45,15	34,89	18,25	0,98	0,01	99,53
6		44,95	33,89	18,74	0,89	н.п.о.	98,83
7	Ч12-14	46,50	34,44	18,07	1,15	0,01	100,48
8		46,17	34,01	18,05	1,18	н.п.о.	99,80
9		45,92	34,02	18,26	1,15	0,01	99,65
10	Ч13-14	46,52	34,41	18,10	1,08	0,01	100,33
11		45,87	34,75	18,01	1,11	н.п.о.	99,99
12		45,67	33,92	18,38	1,15	н.п.о.	99,43
13	Ч14-14	46,54	33,88	17,87	1,34	н.п.о.	99,88
14		45,63	34,30	18,60	0,89	н.п.о.	99,62
15		45,62	34,27	16,94	1,32	0,15	98,58
16		43,77	34,75	19,45	0,41	н.п.о.	98,56
17	Ч15-14	49,42	32,44	15,56	2,73	0,01	100,26
18		45,44	34,57	18,61	0,98	0,01	99,79
19	Ч24-14	46,34	34,52	17,99	1,29	н.п.о.	100,34
20		45,26	34,93	18,59	0,93	н.п.о.	99,90
21		44,25	35,32	19,31	0,51	н.п.о.	99,55
22	Ч26-14	45,44	34,45	18,36	1,03	н.п.о.	99,67
23		45,16	34,55	18,55	1,01	0,06	99,58
24	Ч32-14	45,56	34,46	18,33	1,06	н.п.о.	99,77
25		45,32	34,28	18,33	1,06	н.п.о.	99,26
26		45,37	34,13	18,26	1,12	0,01	99,21
27	Ч36-14	46,01	33,67	17,45	1,48	0,01	98,83
28		44,71	34,70	18,69	0,87	н.п.о.	99,08
29		46,58	34,18	17,67	1,42	0,01	99,95
<i>Вторая фаза</i>							
30	В13044	45,70	34,20	18,62	1,13	0,03	100,04
31		45,34	34,21	18,58	1,03	0,03	99,45
32	В13045	44,38	34,37	18,45	0,82	0,03	99,04
33		45,25	34,58	18,83	0,95	0,02	99,86
34		44,73	34,99	19,33	0,69	0,02	99,96
35	В13046	45,27	34,24	17,32	1,54	0,01	98,62
36		44,51	34,97	17,99	1,22	0,02	98,89
37	В13055	48,42	32,18	14,69	3,22	0,01	98,70
38		46,22	34,18	16,78	1,89	0,01	99,21
39		44,35	34,69	17,44	1,45	0,01	98,33
40		44,28	34,72	17,74	1,38	0,01	98,24
41		44,08	34,84	17,88	1,32	0,01	98,26
42		44,17	34,90	17,83	1,31	0,01	98,30
43		44,25	34,90	17,87	1,33	0,02	98,50
44		43,93	34,97	17,80	1,33	0,01	98,16
45	В13056	46,82	33,38	16,23	2,18	0,02	98,72
46		46,66	33,38	15,61	2,10	0,11	99,17
47		45,08	34,13	17,05	1,53	0,02	99,03

Приложение 1.2. (продолжение)

№	проба	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма	
48	B13057	46,07	34,70	17,24	1,65	0,03	99,78	
49	B13058	45,17	34,89	17,73	1,33	0,01	99,24	
50		44,82	35,29	17,97	1,16	0,01	99,38	
51		45,79	34,59	17,35	1,56	н.п.о.	99,41	
52		46,04	34,07	16,87	1,89	0,03	99,26	
53	B13061	47,49	32,24	15,41	2,42	0,05	98,04	
54	B13062	45,36	34,74	17,72	0,51	н.п.о.	98,32	
55		45,00	34,81	17,99	0,45	н.п.о.	98,24	
Кристаллохимические коэффициенты в пересчете на 8 атомов кислорода								
№	проба	Si	Al	Ca	Na	K	сумма	Ап, %
<i>Первая фаза</i>								
1	Ч11-14	2,106	1,880	0,914	0,082	0,001	4,99	91,68
2		2,120	1,860	0,914	0,094	0,001	5,00	90,64
3		2,115	1,866	0,913	0,094	-	5,00	90,64
4		2,111	1,872	0,915	0,085	-	5,00	91,46
5		2,091	1,905	0,906	0,088	-	5,00	91,14
6		2,102	1,868	0,939	0,081	-	5,00	92,10
7	Ч12-14	2,130	1,859	0,887	0,102	0,001	4,99	89,61
8		2,131	1,850	0,893	0,106	-	5,00	89,41
9		2,124	1,855	0,905	0,103	0,001	5,00	89,70
10	Ч13-14	2,132	1,859	0,889	0,096	-	4,99	90,22
11		2,112	1,886	0,888	0,099	-	5,00	89,96
12		2,119	1,855	0,914	0,103	-	5,00	89,82
13	Ч14-14	2,144	1,840	0,882	0,120	-	5,00	88,03
14		2,111	1,871	0,922	0,080	-	4,99	92,03
15		2,127	1,883	0,846	0,119	0,009	5,00	86,83
16		2,055	1,923	0,978	0,037	-	5,00	96,31
17	Ч15-14	2,251	1,742	0,759	0,241	0,001	5,00	75,85
18		2,100	1,884	0,922	0,087	-	5,00	91,30
19	Ч24-14	2,125	1,866	0,884	0,115	-	5,00	88,51
20		2,090	1,901	0,920	0,084	-	5,00	91,66
21		2,055	1,933	0,961	0,045	-	5,00	95,48
22	Ч26-14	2,103	1,879	0,911	0,092	-	5,00	90,76
23		2,094	1,888	0,922	0,091	0,003	5,01	90,72
24	Ч32-14	2,106	1,878	0,908	0,095	-	5,00	90,52
25		2,106	1,878	0,913	0,096	-	5,00	90,52
26		2,110	1,871	0,910	0,101	0,001	5,01	89,96
27	Ч36-14	2,141	1,847	0,870	0,134	0,001	5,00	86,63
28		2,083	1,905	0,933	0,078	-	5,00	92,27
29		2,142	1,852	0,871	0,127	-	5,00	87,28
<i>Вторая фаза</i>								
30	B13044	2,110	1,861	0,921	0,101	0,002	5,01	89,97
31		2,105	1,872	0,924	0,093	0,002	5,01	90,73
32	B13045	2,073	1,893	0,924	0,075	0,002	5,02	92,37
33		2,093	1,885	0,933	0,085	0,001	5,01	91,52
34	B13046	2,069	1,908	0,958	0,062	0,001	5,01	93,84
35		2,113	1,884	0,866	0,139	-	5,01	86,10
36		2,076	1,923	0,899	0,110	0,001	5,02	88,99

Приложение 1.2. (продолжение)

№	проба	Si	Al	Ca	Na	K	сумма	Ап, %
37	В13055	2,242	1,756	0,729	0,289	0,001	5,02	71,56
38		2,139	1,865	0,832	0,170	0,001	5,01	83,01
39		2,080	1,918	0,877	0,132	0,001	5,03	86,85
40		2,079	1,921	0,892	0,126	0,001	5,02	87,59
41		2,070	1,929	0,900	0,120	0,001	5,02	88,16
42		2,072	1,930	0,896	0,119	0,001	5,02	88,21
43		2,072	1,926	0,897	0,121	0,001	5,02	88,05
44		2,065	1,938	0,897	0,121	-	5,03	88,06
45	В13056	2,174	1,827	0,808	0,196	0,001	5,01	80,37
46		2,161	1,822	0,775	0,189	0,006	5,02	79,90
47	В13057	2,103	1,877	0,852	0,138	0,001	5,03	85,94
48		2,122	1,884	0,851	0,147	0,001	5,01	85,11
49	В13058	2,095	1,908	0,881	0,120	0,001	5,01	87,97
50		2,078	1,928	0,893	0,104	0,001	5,01	89,47
51	В13060	2,118	1,886	0,860	0,140	-	5,01	85,99
52		2,133	1,861	0,837	0,170	0,002	5,02	82,99
53	В13061	2,217	1,774	0,771	0,219	0,003	5,00	77,66
54	В13062	2,114	1,909	0,885	0,046	-	4,95	95,10
55		2,102	1,917	0,900	0,041	-	4,96	95,69

Примечание: также анализировались содержания TiO_2 , Cr_2O_3 , MnO , FeO , MgO , но полученные значения ниже предела обнаружения. Пробы: перидотиты: В-13055, Ч-15-14; троктолиты: Ч-26-14; ол. меланогаббро: Ч-11-14, Ч-12-14, В-13044, В-13045; ол мезогаббро: Ч-13-14, Ч-14-14, Ч-24-14, Ч-32-14, Ч-36-14, В-13046, В-13056, В-13057, В-13058, В-13060, В-13061, В-13062.

Приложение 1.3. Химический состав ортопироксена (мас.%) в породах массива Орцог-Ула

№	проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма
<i>Первая фаза</i>												
1	Ч14-14	39,90	0,26	14,58	0,11	12,26	0,15	15,03	11,53	1,48	0,13	95,42
2	Ч26-14	48,81	1,29	6,19	н.п.о.	13,25	0,30	15,45	11,36	0,99	0,58	98,21
3	Ч36-20	55,22	0,05	0,96	0,01	18,79	0,49	21,73	1,51	0,11	0,01	98,88
<i>Вторая фаза</i>												
4	B13044	54,82	0,06	1,21	0,04	0,34	13,44	27,95	1,01	0,02	0,01	98,91
5	B13046	54,56	0,22	1,53	0,16	0,32	12,84	28,32	1,78	0,02	н.п.о.	99,75
6	B13052	54,83	н.п.о.	1,41	н.п.о.	0,09	13,49	28,35	0,87	н.п.о.	н.п.о.	99,03
7		55,06	н.п.о.	1,16	н.п.о.	0,10	13,48	28,69	0,94	н.п.о.	н.п.о.	99,43
8	B13053	53,79	0,10	1,11	0,02	0,39	16,91	27,22	0,77	0,02	0,01	100,34
9	B13054	53,39	0,15	0,80	0,04	0,38	19,33	25,37	0,98	0,01	0,01	100,46
10		52,04	0,20	2,07	0,15	0,29	16,60	26,31	1,14	0,08	0,03	98,90
11		53,27	0,19	2,00	0,10	0,29	14,67	28,08	1,29	0,03	0,01	99,95
12		52,83	0,43	1,37	0,11	0,37	18,40	23,00	2,08	0,16	0,08	98,82
13	B13055	53,14	0,13	3,78	0,08	0,38	18,38	18,42	3,28	0,34	0,05	97,96
14	B13056	54,08	0,28	2,30	0,42	0,30	14,52	27,83	0,83	0,01	н.п.о.	100,57
15	B13057	54,49	0,20	1,17	0,16	0,33	15,88	27,16	0,66	0,01	н.п.о.	100,06
16		53,96	0,17	0,94	0,06	0,32	16,48	26,74	1,01	0,03	0,01	99,72
17		52,45	0,28	1,20	0,16	0,30	15,87	27,46	1,13	0,02	0,01	98,89
18	B13058	54,18	0,31	1,53	0,09	0,31	13,90	28,27	1,16	0,04	н.п.о.	99,79
19	B13060	55,07	0,03	1,51	0,12	0,30	13,52	29,06	0,50	н.п.о.	н.п.о.	100,10
20	B13061	53,04	0,23	1,08	0,08	0,29	15,95	27,23	0,96	н.п.о.	0,01	98,88
21		54,46	0,30	1,39	0,14	0,30	16,18	26,45	1,51	0,02	н.п.о.	100,74
22		53,95	0,43	2,29	0,10	0,25	14,00	26,96	2,02	0,03	0,03	100,06
23		52,64	0,30	1,97	0,15	0,23	13,45	27,32	2,12	н.п.о.	н.п.о.	98,18
24	B13062	55,44	н.п.о.	1,55	н.п.о.	0,08	12,29	29,37	0,22	н.п.о.	н.п.о.	98,95
25		54,86	0,05	1,71	0,06	0,09	12,80	28,69	1,11	н.п.о.	н.п.о.	99,37

Приложение 1.3. (продолжение)

<i>Кристаллохимические коэффициенты в пересчете на 6 атомов кислорода</i>													
<i>№</i>	<i>проба</i>	<i>Si</i>	<i>Ti</i>	<i>Al</i>	<i>Cr</i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Mg</i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>сумма</i>	<i>#Mg %</i>
<i>Первая фаза</i>													
1	Ч14-14	1,567	0,008	0,675	0,003	0,403	0,005	0,880	0,485	0,113	0,007	4,14	68,60
2	Ч26-14	1,849	0,037	0,276	-	0,420	0,010	0,872	0,461	0,072	0,028	4,02	67,51
3	Ч36-20	2,039	0,001	0,042	-	0,580	0,015	1,196	0,060	0,008	0,001	3,94	67,33
<i>Вторая фаза</i>													
4	B13044	1,979	0,002	0,051	0,001	0,406	0,010	1,504	0,039	0,001	0,001	3,99	78,75
5	B13046	1,955	0,006	0,065	0,004	0,385	0,010	1,512	0,068	0,001	-	4,01	79,72
6	B13052	1,974	-	0,060	-	0,406	0,003	1,521	0,033	-	-	4,00	78,93
7		1,975	-	0,049	-	0,404	0,003	1,533	0,036	-	-	4,00	79,13
8	B13053	1,949	0,003	0,047	0,001	0,512	0,012	1,470	0,030	0,001	-	4,03	74,15
9	B13054	1,955	0,004	0,034	0,001	0,592	0,012	1,385	0,039	0,001	0,001	4,02	70,05
10		1,917	0,006	0,090	0,004	0,511	0,009	1,445	0,045	0,006	0,001	4,03	73,85
11		1,922	0,005	0,085	0,003	0,443	0,009	1,510	0,050	0,002	0,001	4,03	77,33
12		1,966	0,012	0,060	0,003	0,573	0,012	1,275	0,083	0,011	0,004	4,00	69,02
13	B13055	1,989	0,004	0,167	0,002	0,575	0,012	1,028	0,132	0,025	0,002	3,94	64,10
14	B13056	1,932	0,007	0,097	0,012	0,434	0,009	1,482	0,032	-	-	4,01	77,35
15	B13057	1,966	0,005	0,050	0,004	0,479	0,010	1,461	0,025	0,001	-	4,00	75,30
16		1,963	0,005	0,040	0,002	0,501	0,010	1,450	0,039	0,002	-	4,01	74,30
17		1,927	0,008	0,052	0,005	0,488	0,009	1,503	0,044	0,001	0,001	4,04	75,51
18	B13058	1,947	0,008	0,065	0,002	0,418	0,010	1,514	0,045	0,003	-	4,01	78,37
19	B13060	1,962	0,001	0,063	0,003	0,403	0,009	1,543	0,019	-	-	4,00	79,30
20	B13061	1,945	0,006	0,047	0,002	0,489	0,009	1,488	0,038	-	0,001	4,02	75,26
21		1,959	0,008	0,059	0,004	0,487	0,009	1,418	0,058	0,001	-	4,00	74,44
22		1,938	0,012	0,097	0,003	0,421	0,008	1,443	0,078	0,002	0,001	4,00	77,43
23		1,928	0,008	0,085	0,004	0,412	0,007	1,491	0,083	-	-	4,02	78,35
24	B13062	1,980	-	0,065	-	0,367	0,003	1,564	0,008	-	-	3,99	80,98
25		1,964	0,001	0,072	0,002	0,383	0,003	1,531	0,043	-	-	4,00	79,98

Примечание: перидотиты: В-13055; троктолиты: Ч-26-14; ол. меланогаббро: В-13044, В-13054, В-13062; ол мезогаббро: Ч-14-14, Ч-36-14, В-13046, В-13052, В-13053, В-13056, В-13057, В-13060, В-13061.

Приложение 1.4. Химический состав клинопироксена (мас.%) в породах массива Орцог-Ула

№	проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма
<i>Первая фаза</i>												
1	Ч11-14	51,47	0,47	2,83	0,33	6,41	0,19	16,25	21,58	0,21	н.п.о.	99,73
2		52,53	0,36	2,93	0,37	6,66	0,14	16,86	20,75	0,26	н.п.о.	100,86
3		53,08	0,36	2,29	0,18	6,32	0,19	16,83	21,59	0,18	н.п.о.	101,02
4	Ч12-14	52,98	0,25	2,40	0,20	6,36	0,19	16,31	21,26	0,23	н.п.о.	100,18
5		52,62	0,40	2,88	0,15	6,68	0,21	15,01	22,70	0,21	н.п.о.	100,85
6		52,48	0,36	2,59	0,33	7,86	0,24	15,28	21,48	0,26	н.п.о.	100,89
7		52,44	0,41	2,61	0,18	7,22	0,20	15,12	22,54	0,26	н.п.о.	100,97
8	Ч13-14	53,15	0,26	2,16	0,13	4,69	0,16	16,78	22,58	0,25	0,01	100,16
9		53,16	0,34	2,82	0,14	4,91	0,10	16,45	22,36	0,35	н.п.о.	100,62
10		53,27	0,35	2,49	0,17	5,00	0,16	15,93	23,34	0,19	н.п.о.	100,90
11	Ч14-14	52,02	0,48	3,86	0,32	5,89	0,32	16,64	20,54	0,17	0,01	100,26
12	Ч15-14	49,48	0,37	4,82	0,81	4,63	0,20	16,18	21,86	0,29	н.п.о.	98,64
13		50,40	0,36	5,19	1,10	4,34	0,11	15,36	22,67	0,31	н.п.о.	99,84
14		51,88	0,42	3,47	0,80	4,75	0,15	16,17	22,38	0,30	н.п.о.	100,30
15		51,89	0,33	3,53	0,95	4,13	0,11	16,41	22,78	0,25	н.п.о.	100,37
16		53,99	0,12	1,24	0,08	4,77	0,16	16,07	23,92	0,16	0,01	100,51
17	Ч24-14	52,19	0,30	2,31	0,11	5,04	0,14	16,07	23,40	0,15	н.п.о.	99,70
18		52,80	0,28	2,19	0,07	5,30	0,17	15,97	23,39	0,16	н.п.о.	100,34
19	Ч26-14	51,56	0,37	3,53	0,83	3,87	0,13	16,39	22,91	0,23	н.п.о.	99,81
20		49,76	0,30	4,32	1,84	5,31	0,10	16,98	21,09	0,17	н.п.о.	99,87
21	Ч32-14	51,91	0,35	3,54	0,50	5,41	0,17	15,91	21,52	0,37	0,02	99,71
22		52,08	0,37	3,49	0,45	4,93	0,16	16,01	22,26	0,31	0,01	100,06
23	Ч36-16	51,49	0,54	2,44	0,11	7,89	0,19	14,47	22,33	0,20	0,02	99,67
24		51,01	1,47	2,18	0,09	9,51	0,31	14,52	20,41	0,23	0,01	99,75
25		50,66	0,41	1,94	0,07	7,50	0,22	14,43	23,07	0,27	н.п.о.	98,56
26		53,83	0,10	0,76	0,05	6,30	0,19	14,86	24,46	0,12	н.п.о.	100,66
<i>Вторая фаза</i>												
27	B13044	52,83	0,51	2,59	0,11	0,20	5,34	16,15	22,92	0,28	0,02	100,94

Приложение 1.4. (продолжение)

№	проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма	
28	B13045	50,78	0,33	3,42	0,84	0,14	4,92	16,08	21,92	0,19	0,02	98,63	
29	B13046	51,42	0,56	3,05	0,43	0,19	6,63	15,88	21,05	0,29	0,01	99,50	
30		52,16	0,45	2,31	0,27	0,16	5,85	15,59	22,51	0,28	0,01	99,60	
31	B13053	52,16	0,23	1,64	0,13	0,22	7,43	15,81	21,86	0,27	0,01	99,74	
32	B13055	52,66	0,38	1,62	0,11	0,17	7,32	14,85	21,23	0,26	0,04	98,64	
33	B13056	51,81	0,42	2,88	0,75	0,15	4,96	15,45	22,16	0,37	н.п.о.	98,97	
34	B13060	51,81	0,40	3,67	0,97	0,15	4,55	15,98	21,39	0,49	0,05	99,45	
35		52,23	0,35	2,68	0,68	0,15	4,37	15,89	22,53	0,39	0,02	99,29	
Кристаллохимические коэффициенты в пересчете на 6 атомов кислорода													
№	проба	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	сумма	#Mg, %
<i>Первая фаза</i>													
1	Ч11-14	1,905	0,013	0,123	0,010	0,198	0,006	0,896	0,856	0,015	-	4,02	81,88
2		1,916	0,010	0,126	0,011	0,203	0,004	0,916	0,811	0,019	-	4,02	81,86
3		1,932	0,010	0,098	0,005	0,192	0,006	0,913	0,842	0,013	-	4,01	82,59
4	Ч12-14	1,943	0,007	0,104	0,006	0,195	0,006	0,891	0,835	0,016	-	4,00	82,05
5		1,928	0,011	0,124	0,004	0,205	0,006	0,820	0,891	0,015	-	4,00	80,02
6		1,928	0,010	0,112	0,010	0,242	0,008	0,837	0,846	0,018	-	4,01	77,60
7		1,925	0,011	0,113	0,005	0,222	0,006	0,827	0,887	0,018	-	4,01	78,87
8	Ч13-14	1,943	0,007	0,093	0,004	0,143	0,005	0,914	0,884	0,018	-	4,01	86,44
9		1,933	0,009	0,121	0,004	0,149	0,003	0,892	0,871	0,024	-	4,01	85,65
10		1,938	0,010	0,107	0,005	0,152	0,005	0,864	0,910	0,013	-	4,00	85,02
11	Ч14-14	1,901	0,013	0,166	0,009	0,180	0,010	0,906	0,804	0,012	-	4,00	83,43
12	Ч15-14	1,846	0,010	0,212	0,024	0,144	0,006	0,899	0,874	0,021	-	4,04	86,16
13		1,855	0,010	0,225	0,032	0,134	0,003	0,842	0,894	0,022	-	4,02	86,31
14		1,899	0,011	0,150	0,023	0,145	0,005	0,882	0,878	0,021	-	4,01	85,85
15		1,895	0,009	0,152	0,027	0,126	0,003	0,893	0,891	0,018	-	4,02	87,62
16		1,972	0,003	0,053	0,002	0,146	0,005	0,875	0,936	0,011	-	4,00	85,72
17	Ч24-14	1,927	0,008	0,101	0,003	0,156	0,004	0,884	0,926	0,011	-	4,02	85,03
18		1,937	0,008	0,095	0,002	0,163	0,005	0,873	0,919	0,012	-	4,01	84,30

Приложение 1.4. (продолжение)

№	проба	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	сумма	#Mg, %
19	Ч26-14	1,893	0,010	0,153	0,024	0,119	0,004	0,897	0,901	0,016	-	4,02	88,30
20		1,839	0,008	0,188	0,054	0,164	0,003	0,935	0,835	0,012	-	4,04	85,07
21	Ч32-14	1,911	0,010	0,154	0,014	0,167	0,005	0,873	0,849	0,026	0,001	4,01	83,98
22		1,909	0,010	0,151	0,013	0,151	0,005	0,875	0,874	0,022	-	4,01	85,27
23	Ч36-16	1,923	0,015	0,107	0,003	0,246	0,006	0,805	0,893	0,014	0,001	4,01	76,57
24		1,911	0,041	0,096	0,003	0,298	0,010	0,811	0,819	0,017	-	4,01	73,12
25		1,919	0,012	0,087	0,002	0,238	0,007	0,815	0,936	0,020	-	4,03	77,42
26		1,980	0,003	0,033	0,002	0,194	0,006	0,815	0,964	0,008	-	4,00	80,78
<i>Вторая фаза</i>													
27	В13044	1,925	0,014	0,111	0,003	0,163	0,006	0,877	0,895	0,019	0,001	4,01	84,35
28	В13045	1,893	0,009	0,150	0,025	0,153	0,005	0,893	0,875	0,014	0,001	4,02	85,35
29	В13046	1,907	0,015	0,133	0,013	0,206	0,006	0,878	0,836	0,021	-	4,02	81,02
30		1,931	0,013	0,101	0,008	0,181	0,005	0,860	0,893	0,020	0,001	4,01	82,61
31	В13053	1,939	0,006	0,072	0,004	0,231	0,007	0,876	0,871	0,020	-	4,03	79,13
32	В13055	1,971	0,011	0,071	0,003	0,229	0,005	0,828	0,851	0,019	0,002	3,99	78,33
33	В13056	1,923	0,012	0,126	0,022	0,154	0,005	0,855	0,881	0,027	-	4,00	84,73
34	В13060	1,907	0,011	0,159	0,028	0,140	0,005	0,877	0,844	0,035	0,002	4,01	86,22
35		1,928	0,010	0,117	0,020	0,135	0,005	0,874	0,891	0,028	0,001	4,01	86,63

Примечание: перидотиты: В-13055, Ч-15-14; троктолиты: Ч-26-14; ол. меланогаббро: Ч-11-14, Ч-12-14, В-13044, В-13045; ол мезогаббро: Ч-13-14, Ч-14-14, Ч-24-14, Ч-32-14, Ч-36-14, В-13046, В-13053, В-13056, В-13060.

Приложение 1.5. Химический состав амфибола (мас.%) в породах первой фазы массива Орцог-Ула.

проба	Ч11-14	Ч12-14	Ч13-14	Ч14-14			Ч15-14	Ч24-14		Ч26-14	Ч32-14			Ч36-14	
	Mg Hbl	актино лит	Mg Hbl	Mg Hbl	Mg Hbl	Mg Hbl	тремо лит	актин олит	Mg Hbl	актин олит	актино лит	Mg Hbl	Mg Hbl	Mg Hbl	Mg Hbl
<i>SiO₂</i>	52,92	53,33	46,15	46,05	46,71	48,32	54,97	54,57	48,28	55,62	52,74	51,36	48,17	52,18	52,75
<i>TiO₂</i>	0,40	0,12	0,51	1,11	0,40	0,24	0,02	0,18	1,08	0,77	0,19	0,57	0,78	0,25	0,65
<i>Al₂O₃</i>	2,53	3,33	11,75	10,82	12,15	12,57	1,93	2,88	7,47	2,58	2,61	5,84	8,15	6,04	3,91
<i>Cr₂O₃</i>	0,22	0,23	0,12	1,33	0,23	0,14	н.п.о.	0,05	0,26	0,09	0,55	0,39	0,76	0,02	0,11
<i>FeO</i>	8,46	9,06	8,68	6,96	7,02	7,97	6,62	7,66	7,66	6,52	7,01	9,42	10,04	9,22	10,94
<i>MnO</i>	0,21	0,20	0,09	0,09	0,11	0,14	0,15	0,12	0,13	0,13	0,15	0,16	0,13	0,16	0,12
<i>MgO</i>	16,42	16,04	16,45	17,20	17,70	13,89	20,17	19,25	15,88	19,14	16,53	17,13	15,83	18,16	17,08
<i>CaO</i>	19,98	17,16	12,26	12,14	12,10	11,12	12,98	12,75	15,63	13,09	18,97	12,49	12,59	11,58	12,63
<i>Na₂O</i>	0,18	0,29	1,86	1,79	1,80	1,37	0,20	0,28	0,88	0,18	0,25	0,49	1,02	0,57	0,32
<i>K₂O</i>	н.п.о.	0,07	0,36	0,10	0,21	0,19	0,02	0,04	н.п.о.	н.п.о.	0,04	0,16	0,19	0,19	0,25
<i>Кристаллохимические коэффициенты в пересчете на 23 атома кислорода</i>															
<i>Si</i>	7,400	7,508	6,497	6,491	6,476	6,909	7,685	7,600	6,963	7,736	7,476	7,216	6,877	7,184	7,401
<i>^{IV}Al</i>	0,417	0,492	1,503	1,509	1,524	1,091	0,315	0,400	1,037	0,264	0,436	0,784	1,123	0,816	0,599
<i>^{VI}Al</i>	-	0,061	0,447	0,289	0,461	1,027	0,003	0,073	0,232	0,159	-	0,183	0,248	0,164	0,048
<i>Fe(+3)</i>	-	0,000	0,664	0,662	0,814	0,176	0,361	0,397	-	-	-	0,515	0,453	0,994	0,472
<i>Ti</i>	0,042	0,012	0,054	0,118	0,042	0,025	0,002	0,019	0,117	0,080	0,020	0,060	0,084	0,026	0,069
<i>Cr</i>	0,025	0,025	0,013	0,148	0,025	0,016	н.п.о.	0,005	0,029	0,010	0,061	0,043	0,085	0,002	0,012
<i>Fe(+2)</i>	0,989	1,067	0,358	0,158	-	0,777	0,413	0,495	0,924	0,758	0,831	0,591	0,745	0,068	0,812
<i>Mn</i>	0,025	0,024	0,011	0,011	0,013	0,017	0,017	0,015	0,016	0,015	0,018	0,019	0,015	0,018	0,015
<i>Mg</i>	3,423	3,367	3,452	3,614	3,658	2,961	4,204	3,997	3,414	3,969	3,493	3,588	3,369	3,727	3,573
<i>Ca</i>	2,993	2,589	1,849	1,833	1,797	1,704	1,944	1,903	2,415	1,951	2,881	1,880	1,926	1,708	1,899
<i>Na</i>	0,048	0,078	0,508	0,489	0,484	0,380	0,055	0,076	0,245	0,048	0,070	0,134	0,282	0,153	0,087
<i>K</i>	-	0,013	0,064	0,018	0,037	0,034	0,003	0,006	-	-	0,008	0,028	0,035	0,034	0,045
<i>сумма</i>	17,36	17,24	17,42	17,34	17,33	17,12	17,00	16,98	17,39	16,99	17,29	17,04	17,24	16,89	17,03
<i>Mg/(Mg+Fe)</i>	77,58	75,94	90,60	95,81	100,00	79,20	91,06	88,98	78,70	83,96	80,78	85,85	81,88	98,22	81,48

Примечание к приложениям 1.5-1.7: перидотиты: В-13055, Ч-15-14; троктолиты: Ч-26-14; ол. меланогаббро: Ч-11-14, Ч-12-14, В-13044, В-13045, В-13048; ол мезогаббро: Ч-13-14, Ч-14-14, Ч-24-14, Ч-32-14, Ч-36-14, В-13046, В-13053, В-13057, В-13058, В-13060.

Приложение 1.6. Химический состав амфибола (мас.%) в породах второй фазы массива Орцог-Ула

проба	B13044	B13045		B13046	B13048	B13053		B13055	B13057			B13058	B13060
название	Mg Hbl	паргасит	паргасит	Mg Hbl	чермакит	паргасит	Mg Hbl	паргасит	чермакит				
SiO_2	46,12	50,19	47,57	51,07	45,14	41,58	42,25	50,66	44,09	43,58	45,47	44,64	43,80
TiO_2	0,65	0,01	0,30	0,15	0,77	2,74	2,29	0,40	0,39	3,21	0,78	0,85	0,06
Al_2O_3	11,06	8,57	9,68	6,29	10,69	11,76	11,88	5,05	12,85	11,90	11,75	12,14	15,42
Cr_2O_3	0,12	0,02	0,05	0,05	0,11	0,28	0,13	0,09	0,16	0,13	0,33	0,29	-
FeO	10,37	5,77	8,45	5,96	9,56	10,40	10,80	10,15	9,25	8,39	8,31	7,56	6,81
MnO	0,12	0,13	0,17	0,12	0,14	0,12	0,13	0,19	0,13	0,09	0,12	0,10	0,12
MgO	15,81	20,48	17,59	19,59	15,57	14,66	14,37	17,36	15,96	15,47	15,84	16,53	16,34
CaO	12,48	11,57	12,16	12,43	12,15	11,27	11,33	11,27	10,74	11,21	11,23	11,54	11,35
Na_2O	1,53	0,86	1,46	1,08	1,24	1,93	1,89	0,60	2,14	2,30	1,92	2,10	2,56
K_2O	0,58	0,01	0,30	0,01	0,38	0,92	0,94	0,14	0,15	0,61	0,17	0,67	0,19
<i>Кристаллохимические коэффициенты в пересчете на 23 атома кислорода</i>													
Si	6,56	6,96	6,75	7,21	6,59	6,21	6,29	7,34	6,43	6,35	6,62	6,49	6,30
^{IV}Al	1,44	1,04	1,25	0,79	1,41	1,79	1,71	0,66	1,57	1,65	1,38	1,51	1,70
^{VI}Al	0,41	0,36	0,37	0,26	0,43	0,28	0,37	0,20	0,64	0,39	0,64	0,57	0,91
Fe^{3+}	0,35	0,44	0,35	0,20	0,38	0,13	0,09	0,17	0,19	-	-	0,01	0,03
Ti	0,07	-	0,03	0,02	0,08	0,31	0,26	0,04	0,04	0,35	0,09	0,09	0,01
Cr	0,01	н.п.о.	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	н.п.о.
Fe^{2+}	0,89	0,23	0,65	0,51	0,79	1,17	1,26	1,05	0,94	1,02	1,01	0,90	0,79
Mn	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	3,35	4,23	3,72	4,12	3,39	3,26	3,19	3,75	3,47	3,36	3,44	3,58	3,50
Ca	1,90	1,72	1,85	1,88	1,90	1,80	1,81	1,75	1,68	1,75	1,75	1,80	1,75
Na	0,42	0,23	0,40	0,30	0,35	0,56	0,55	0,17	0,61	0,65	0,54	0,59	0,71
K	0,10	-	0,05	-	0,07	0,18	0,18	0,03	0,03	0,11	0,03	0,12	0,03
<i>сумма</i>	15,53	15,23	15,46	15,30	15,42	15,73	15,72	15,19	15,63	15,66	15,55	15,72	15,75
$Mg/(Mg+Fe)$	79,08	94,95	85,16	89,05	81,12	73,63	71,72	78,05	78,63	76,68	77,26	79,84	81,67

Приложение 1.7. Химический состав биотита (мас.%) в мезогаббро второй фазы массива Орцог-Ула.

<i>№</i>	<i>проба</i>	<i>SiO₂</i>	<i>TiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>Cr₂O₃</i>	<i>MnO</i>	<i>FeO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>сумма</i>
1	В-13057	37,980	3,010	16,380	0,165	0,018	8,270	19,590	0,019	1,230	7,610	94,28
3	В-13053	36,430	3,450	16,120	0,085	0,016	7,940	18,560	0,017	1,180	6,950	95,36
2	В-13060	37,750	3,023	16,290	0,135	0,018	8,140	19,650	0,018	1,270	7,590	94,47
<i>Кристаллохимические коэффициенты в пересчете на 11 атомов кислорода</i>												
<i>№</i>	<i>проба</i>	<i>Si</i>	<i>^{IV}Al</i>	<i>^{VI}Al</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe²⁺</i>	<i>Mn</i>	<i>Mg</i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>сумма</i>
1	В-13057	5,51	2,49	0,31	0,33	1,00	-.	4,24	-	0,35	1,41	15,64
3	В-13053	5,26	2,48	0,33	0,35	1,12	-.	4,17	-	0,36	1,30	15,52
2	В-13060	5,47	2,46	0,34	0,32	1,09	-.	4,35	-	0,34	1,22	15,48

Приложение 1.8. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах массива Орцог-Ула.

№Проб	Первая фаза								
	Ч5-14	Ч7-14	Ч12-14	Ч13-14	Ч14-14	Ч15-14	Ч30/2-14	Ч31-14	Ч36-14
SiO₂	39,83	46,19	44,00	45,28	39,79	36,45	34,76	44,84	45,57
TiO₂	0,14	0,21	0,07	0,15	0,08	0,09	0,10	0,15	0,14
Al₂O₃	3,84	14,10	28,38	18,45	13,18	6,85	2,37	19,80	27,18
Fe₂O₃	12,62	6,40	3,67	5,05	10,21	13,99	19,51	8,04	4,87
MnO	0,19	0,11	0,05	0,09	0,15	0,32	0,22	0,12	0,08
MgO	29,38	14,43	4,50	11,26	21,05	27,47	32,21	10,45	4,68
CaO	7,16	16,86	16,65	16,72	9,28	5,22	1,59	15,75	14,81
Na₂O	0,10	0,38	0,76	0,42	0,21	0,03	0,10	0,55	0,96
K₂O	0,02	0,07	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,06
P₂O₅	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Loi	6,47	0,80	1,34	2,45	6,32	9,06	9,03	0,33	0,36
Сумма	100,22	99,93	99,62	100,17	100,47	100,43	100,52	100,21	98,80
Na₂O+K₂O	0,12	0,45	0,81	0,47	0,25	0,05	0,12	0,57	1,02
Rb	0,75	0,50	0,50	0,76	0,55	1,03	0,50	0,50	0,50
Sr	26	157	396	208,12	159,24	35,46	7,4	248	392
Y	2,9	5,5	1,42	3,82	1,57	1,12	0,98	3,5	2,2
Zr	5,2	7,6	1,65	3,40	1,41	0,89	0,95	1,97	3,5
Nb	0,21	0,21	0,04	0,09	0,09	0,09	0,04	0,04	0,14
Cs	0,10	0,18	0,11	0,15	0,10	0,10	0,10	0,32	0,14
Ba	14,4	17,3	28	13,49	11,87	7,82	5,2	8,1	32
La	0,46	1,02	0,78	0,54	0,33	0,18	0,081	0,27	1,37
Ce	1,10	2,7	1,43	1,38	0,83	0,42	0,26	0,78	2,6
Pr	0,17	0,42	0,22	0,24	0,13	0,06	0,040	0,15	0,35
Nd	0,91	2,1	0,89	1,23	0,61	0,30	0,21	0,90	1,37
Sm	0,30	0,70	0,21	0,51	0,21	0,12	0,10	0,35	0,29
Eu	0,12	0,31	0,28	0,27	0,12	0,06	0,054	0,24	0,38
Gd	0,34	0,76	0,27	0,64	0,25	0,18	0,11	0,56	0,31

Приложение 1.8. (продолжение)

№Проб	Ч5-14	Ч7-14	Ч12-14	Ч13-14	Ч14-14	Ч15-14	Ч30/2-14	Ч31-14	Ч36-14
Tb	0,068	0,14	0,046	0,11	0,05	0,03	0,020	0,10	0,051
Dy	0,48	1,00	0,27	0,76	0,28	0,21	0,13	0,70	0,33
Ho	0,098	0,20	0,054	0,14	0,06	0,05	0,027	0,13	0,080
Er	0,29	0,56	0,13	0,40	0,16	0,14	0,070	0,38	0,23
Tm	0,048	0,081	0,020	0,06	0,03	0,02	0,012	0,058	0,038
Yb	0,31	0,51	0,13	0,39	0,17	0,14	0,075	0,34	0,24
Lu	0,048	0,077	0,020	0,06	0,03	0,02	0,012	0,054	0,037
Hf	0,20	0,38	0,081	0,16	0,05	0,05	0,067	0,16	0,13
Ta	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Th	0,072	0,081	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,11
U	0,048	0,027	0,027	0,02	0,03	0,03	0,11	0,02	0,054
Eu/Eu*	1,140	1,289	3,636	1,447	1,593	1,251	1,590	1,662	3,755
(La/Yb)_n	0,985	1,348	3,910	0,933	1,301	0,862	0,724	0,532	3,820

Приложение 1.8. (продолжение)

№Проб	Ч1/1-14	Ч2-14	Ч3-14	Ч4-14	Ч6-14	Ч8-14	Ч9-14	Ч10-14	Ч11-14	Ч16-14	Ч17-14
SiO₂	46,27	46,68	46,48	40,47	45,29	47,27	39,66	44,77	44,42	44,42	44,61
TiO₂	0,19	0,26	0,22	0,13	0,16	0,27	0,14	0,16	0,09	0,08	0,17
Al₂O₃	18,26	9,40	21,39	6,80	25,58	10,31	6,39	21,50	28,27	27,97	18,77
Fe₂O₃	5,74	7,74	6,34	11,96	3,61	7,05	11,48	4,65	2,94	2,86	6,31
MnO	0,10	0,13	0,13	0,18	0,07	0,13	0,18	0,07	0,04	0,04	0,10
MgO	10,50	17,64	7,72	27,06	5,73	16,04	25,87	9,37	4,35	4,64	12,29
CaO	17,59	16,18	14,17	7,86	16,82	17,39	8,15	16,20	17,93	16,83	16,01
Na₂O	0,48	0,33	0,74	0,12	0,96	0,45	0,07	0,59	0,65	0,83	0,41
K₂O	0,03	0,09	0,08	0,05	0,30	0,07	0,05	0,11	0,04	0,15	0,03
P₂O₅	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Loi	0,33	1,30	2,26	4,89	1,45	0,79	6,79	2,20	0,46	1,83	0,89
Сумма	99,72	100,34	99,87	100,06	100,19	100,24	99,17	99,99	99,27	99,85	99,96
Na₂O+K₂O	0,51	0,41	0,82	0,17	1,26	0,53	0,12	0,70	0,69	0,97	0,43

Приложение 1.8. (продолжение)

№Проб	Ч20-14	Ч21-14	Ч22-14	Ч24-14	Ч25-14	Ч26/1-14	Ч26/2-14	Ч27-14	Ч28-14	Ч29-14	Ч30/1-14
SiO₂	46,20	45,97	46,97	44,92	37,03	37,68	37,79	38,96	45,08	44,14	34,65
TiO₂	0,32	0,25	0,35	0,13	0,07	0,07	0,12	0,11	0,28	0,10	0,06
Al₂O₃	16,62	20,16	19,08	22,46	6,44	6,67	3,21	2,87	17,88	24,21	1,15
Fe₂O₃	8,37	6,10	6,36	4,47	12,53	12,35	13,69	14,06	6,06	4,52	18,72
MnO	0,13	0,10	0,10	0,07	0,19	0,17	0,18	0,18	0,09	0,06	0,15
MgO	11,80	9,15	9,09	8,97	30,22	31,59	32,01	32,30	11,04	7,75	33,20
CaO	14,87	15,27	15,57	17,11	5,01	4,79	3,51	3,81	15,90	16,73	0,20
Na₂O	0,76	0,78	0,91	0,51	0,10	0,10	0,10	0,10	0,48	0,50	0,10
K₂O	0,14	0,26	0,20	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,13	0,04	0,02
P₂O₅	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Loi	0,41	1,56	0,79	1,28	8,27	6,25	9,01	7,53	2,38	1,47	11,15
Сумма	100,02	99,71	99,69	100,27	100,34	100,20	100,17	100,34	100,44	99,75	100,00
Na₂O+K₂O	0,90	1,04	1,11	0,56	0,12	0,12	0,12	0,12	0,61	0,54	0,12

Приложение 1.8. (продолжение)

№Проб	Ч32-14	Ч35-14	Ч38-14	В13056	МО1-16	МО2-16	МО3-16	МО5-16	МО7-16
SiO₂	44,36	46,69	45,48	41,37	45,28	45,94	45,47	45,86	44,92
TiO₂	0,10	0,24	0,23	0,10	0,18	0,20	0,20	0,29	0,15
Al₂O₃	25,64	22,66	19,45	8,96	17,43	15,68	17,30	15,73	19,83
Fe₂O₃	3,72	6,76	6,50	12,46	7,99	7,68	7,29	8,15	6,11
MnO	0,06	0,11	0,10	0,17	0,11	0,12	0,11	0,12	0,09
MgO	6,17	7,44	10,33	24,21	12,77	13,59	12,61	12,50	11,16
CaO	17,30	13,41	15,98	8,88	14,31	13,58	14,63	14,00	15,03
Na₂O	0,68	0,87	0,67	0,17	0,66	0,64	0,65	0,73	0,63
K₂O	0,03	0,09	0,09	0,03	0,07	0,11	0,10	0,13	0,07
P₂O₅	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Loi	1,13	1,40	0,49	3,07	0,52	1,11	0,78	1,17	1,14
Сумма	99,43	99,89	99,61	99,79	99,75	99,15	99,76	99,31	99,45
Na₂O+K₂O	0,71	0,97	0,76	0,20	0,73	0,75	0,75	0,86	0,70

Приложение 1.8. (продолжение)

№Проб	Вторая фаза					
	Ч23-14	В13052	В13053	В13054	В13055	В13057
SiO ₂	46,84	45,02	46,04	48,25	48,49	47,05
TiO ₂	0,27	0,38	0,33	0,43	0,44	0,51
Al ₂ O ₃	15,90	8,40	18,23	20,48	19,98	11,53
Fe ₂ O ₃	6,96	12,59	7,84	6,96	6,80	11,47
MnO	0,10	0,17	0,12	0,11	0,11	0,16
MgO	12,59	20,93	11,35	7,85	7,96	18,60
CaO	15,42	11,12	14,81	14,03	13,75	8,35
Na ₂ O	0,69	0,58	0,78	1,03	1,06	1,11
K ₂ O	0,22	0,24	0,20	0,23	0,19	0,51
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04
Loi	0,44	0,55	0,29	0,44	0,66	0,42
Сумма	99,67	100,74	100,41	100,17	99,81	100,25
Na ₂ O+K ₂ O	0,91	0,82	0,98	1,26	1,25	1,63
Rb	4,3	5,52	4,71	5,60	3,75	12,82
Sr	183	106,24	215,57	254,75	257,23	151,80
Y	6,7	7,96	6,92	10,26	10,50	12,26
Zr	19,4	22,37	19,72	19,97	18,60	43,64
Nb	0,79	0,60	0,50	1,11	1,42	1,76
Cs	0,46	0,26	0,33	0,34	0,33	0,82
Ba	52	49,00	50,30	92,04	86,48	112,39
La	2,5	2,82	2,64	4,63	4,71	5,98

Приложение 1.8. (продолжение)

№Проб	Ч23-14	В-3052	В13053	В13054	В13055	В13057
Ce	5,6	6,52	6,11	9,80	10,23	12,49
Pr	0,89	1,01	0,95	1,46	1,54	1,79
Nd	3,5	4,42	4,15	6,28	6,31	7,38
Sm	0,86	1,22	1,13	1,55	1,57	1,82
Eu	0,36	0,36	0,42	0,57	0,53	0,54
Gd	0,99	1,40	1,26	1,68	1,86	2,16
Tb	0,19	0,25	0,23	0,30	0,32	0,36
Dy	1,31	1,44	1,30	1,85	1,76	2,27
Ho	0,27	0,31	0,25	0,40	0,35	0,48
Er	0,75	0,84	0,77	1,16	1,01	1,36
Tm	0,11	0,13	0,11	0,17	0,16	0,21
Yb	0,67	0,84	0,70	1,05	1,04	1,35
Lu	0,10	0,13	0,11	0,16	0,16	0,20
Hf	0,72	0,75	0,64	0,67	0,63	1,60
Ta	0,089	0,06	0,06	0,09	0,08	0,14
Th	0,64	0,65	0,51	0,43	0,35	1,50
U	0,19	0,17	0,14	0,11	0,08	0,40
Eu/Eu*	1,196	0,832	1,061	1,070	0,952	0,828
(La/Yb)_n	2,562	2,247	2,526	2,973	3,054	2,987

Приложение 1.8. (продолжение)

№Проб	B13043	B13044	B13045	B13046	B13048	B13050/2	B13058	B13059	B13060	B13062	B13071
SiO₂	45,56	45,86	45,44	45,34	45,25	37,12	45,12	44,53	43,85	45,00	46,92
TiO₂	0,52	0,24	0,24	0,28	0,27	0,07	0,39	0,35	0,28	0,23	0,23
Al₂O₃	9,89	18,27	18,46	9,90	9,78	2,46	7,99	9,60	8,02	12,72	16,34
Fe₂O₃	12,12	7,09	7,35	11,27	11,15	16,15	12,46	11,95	14,61	10,76	9,22
MnO	0,17	0,11	0,11	0,16	0,16	0,14	0,17	0,16	0,20	0,15	0,15
MgO	20,11	11,12	11,71	19,21	19,04	31,59	20,85	19,64	25,27	19,34	12,64
CaO	9,78	15,28	14,73	11,98	11,83	2,77	10,81	11,60	6,01	10,40	12,86
Na₂O	0,78	0,66	0,74	0,43	0,40	0,10	0,56	0,54	0,56	0,56	0,58
K₂O	0,35	0,14	0,11	0,05	0,05	0,02	0,29	0,19	0,32	0,22	0,10
P₂O₅	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
Loi	0,69	1,28	0,84	0,90	1,73	9,52	0,42	0,46	0,58	0,43	0,59
Сумма	100,66	100,31	99,99	100,27	100,40	100,17	99,75	99,70	100,35	100,38	99,97
Na₂O+K₂O	1,13	0,80	0,85	0,48	0,44	0,12	0,84	0,73	0,87	0,78	0,68

Приложение 2.1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах массива Дулан-Ула.

№ Проб	Ч39-14	Ч40-14	Ч41-14	Ч43-14
SiO₂	44,28	45,07	42,82	38,53
TiO₂	0,14	0,44	0,84	1,97
Al₂O₃	27,36	13,47	16,36	16,55
Fe₂O₃	4,81	11,60	14,67	19,54
MnO	0,06	0,18	0,17	0,15
MgO	6,51	15,76	11,35	7,23
CaO	15,89	12,70	14,14	15,60
Na₂O	0,69	0,56	0,54	0,47
K₂O	0,08	0,13	0,08	0,05
P₂O₅	0,02	0,04	0,02	0,02
Loi	0,32	0,14	0,04	0,02
Сумма	100,26	100,32	101,19	100,33
Na₂O+K₂O	0,78	0,69	0,61	0,52
Rb	1,91	1,47	1,60	0,82
Sr	256	136	162	160
Y	2,3	7,4	6,1	6,8
Zr	5,0	16,3	9,0	8,8
Nb	0,58	0,81	0,38	0,35
Cs	2,1	0,15	0,15	0,11
Ba	29	34	19,8	14,3
La	0,87	1,97	1,10	0,78
Ce	1,81	4,7	2,7	2,1
Pr	0,22	0,62	0,43	0,35
Nd	1,00	3,1	2,3	2,0
Sm	0,34	0,93	0,75	0,75
Eu	0,22	0,35	0,32	0,39
Gd	0,38	1,19	0,92	0,94
Tb	0,066	0,22	0,17	0,18
Dy	0,40	1,39	1,12	1,23
Ho	0,082	0,30	0,24	0,27
Er	0,21	0,85	0,71	0,80
Tm	0,032	0,13	0,10	0,12
Yb	0,20	0,78	0,60	0,67
Lu	0,030	0,12	0,091	0,10
Hf	0,15	0,46	0,32	0,36
Ta	0,050	0,057	0,050	0,050
Th	0,13	0,38	0,16	0,063
U	0,058	0,12	0,058	0,029
Eu/Eu*	1,861	1,012	1,175	1,405
(La/Yb)_n	2,870	1,694	1,239	0,783

Приложение 3.1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах массива Манхан-Ула.

№Проб	Ш137-17	Ш139-17	Ш141-17	Ш142-17	Ш143-17	Ш145-17	Ш136-17	Ш138-17	Ш140-17	Ш144-17
SiO₂	47,24	42,26	46,01	38,70	39,47	43,49	46,03	41,18	37,91	46,45
TiO₂	0,98	1,40	0,99	1,87	1,74	0,19	0,86	1,69	2,05	0,62
Al₂O₃	21,03	18,37	21,74	14,30	14,54	27,35	18,63	15,86	12,57	19,74
Fe₂O₃	10,75	16,83	10,99	22,64	21,78	6,40	11,74	19,32	24,81	9,69
MnO	0,17	0,21	0,16	0,23	0,23	0,08	0,16	0,23	0,24	0,18
MgO	4,01	5,93	4,14	7,53	7,37	6,09	7,06	6,81	7,86	6,72
CaO	10,97	12,79	11,55	12,04	12,54	13,88	13,21	12,13	11,88	13,43
Na₂O	2,79	1,66	2,51	1,18	1,24	1,35	1,69	1,51	1,10	1,70
K₂O	0,31	0,09	0,32	0,14	0,09	0,05	0,20	0,13	0,13	0,11
P₂O₅	0,14	0,03	0,13	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,04
Loi	1,27	0,14	0,92	0,72	0,60	0,50	0,28	0,49	0,77	0,34
Сумма	99,76	99,87	99,54	99,59	99,82	99,60	100,01	99,55	99,59	99,11
Na₂O+K₂O	3,10	1,75	2,83	1,31	1,33	1,40	1,89	1,64	1,23	1,80
Rb	3,519	н/о	4,690	н/о	н/о	н/о				
Sr	698,936	607,674	694,586	378,693	461,247	558,189				
Y	11,261	10,210	11,722	10,613	10,276	0,577				
Zr	45,750	14,860	32,279	13,867	14,501	1,806				
Nb	1,306	0,100	1,426	0,100	0,100	0,100				
Cs	0,149	0,100	0,486	0,100	0,100	0,100				
Ba	172,826	61,096	160,021	44,961	44,600	35,050				
La	5,787	2,292	4,864	1,734	2,040	0,744				
Ce	12,440	5,514	10,852	4,464	7,806	1,611				
Pr	1,627	0,977	1,492	0,854	0,756	0,177				
Nd	7,212	4,724	7,000	4,332	3,926	0,700				
Sm	1,776	1,497	1,800	1,383	1,300	0,238				

Приложение 3.1. (продолжение)

№Проб	Ш137-17	Ш139-17	Ш141-17	Ш142-17	Ш143-17	Ш145-17
Eu	0,788	0,609	0,815	0,617	0,483	0,180
Gd	2,062	1,587	2,111	1,786	1,738	0,126
Tb	0,330	0,280	0,303	0,266	0,279	0,018
Dy	2,150	1,789	1,978	1,735	1,887	0,093
Ho	0,449	0,410	0,440	0,420	0,378	0,019
Er	1,268	1,135	1,200	1,145	1,000	0,055
Tm	0,190	0,155	0,165	0,160	0,142	0,009
Yb	1,140	1,000	1,017	1,000	0,883	0,055
Lu	0,173	0,150	0,152	0,147	0,140	0,008
Hf	1,193	0,487	0,824	0,491	0,481	0,032
Ta	0,086	0,069	0,057	0,626	0,291	0,073
Th	0,442	0,153	0,413	0,077	0,080	0,030
U	0,087	0,020	0,087	0,020	0,020	0,020
Eu/Eu*	1,256	1,201	1,276	1,200	0,983	2,868
(La/Yb)_n	3,423	1,545	3,226	1,169	1,558	9,118

Приложение 4.1. Химический состав оливина (мас.%) в породах массива Ямат-Ула.

<i>№</i>	<i>проба</i>	<i>SiO₂</i>	<i>TiO₂</i>	<i>Cr₂O₃</i>	<i>MnO</i>	<i>FeO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>NiO</i>	<i>сумма</i>	
1	Ш220-14/10	38,12	н.п.о.	н.п.о.	0,48	24,83	37,46	н.п.о.	н.п.о.	-	-	100,89	
2		37,78	н.п.о.	н.п.о.	0,45	24,47	37,16	н.п.о.	н.п.о.	-	-	99,86	
3		38,34	н.п.о.	н.п.о.	0,37	24,38	37,61	н.п.о.	н.п.о.	-	-	100,7	
4		38,32	н.п.о.	н.п.о.	0,52	24,39	37,86	н.п.о.	н.п.о.	-	-	101,08	
5		38,55	н.п.о.	н.п.о.	0,30	24,71	37,58	н.п.о.	н.п.о.	-	-	101,14	
6	Ш105-14	38,51	н.п.о.	н.п.о.	0,35	25,06	37,63	н.п.о.	н.п.о.	-	-	101,54	
7		38,68	н.п.о.	н.п.о.	0,34	24,55	37,84	н.п.о.	н.п.о.	-	-	101,4	
8		38,19	н.п.о.	н.п.о.	0,53	24,29	37,93	н.п.о.	н.п.о.	-	-	100,93	
9		37,55	н.п.о.	н.п.о.	0,40	25,20	36,42	н.п.о.	н.п.о.	-	-	99,56	
<i>Кристаллохимические коэффициенты оливинов в пересчете на 4 атома кислорода</i>													
<i>№</i>	<i>проба</i>	<i>Si</i>	<i>Ti</i>	<i>Cr</i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Mg</i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>Ni</i>	<i>сумма</i>	<i>Fo, %</i>
1	Ш220-14/10	0,995	-	-	0,011	0,542	1,457	-	-	-	-	3,00	72,50
2		0,996	-	-	0,010	0,539	1,459	-	-	-	-	3,00	72,65
3		1,000	-	-	0,008	0,532	1,461	-	-	-	-	3,00	73,03
4		0,996	-	-	0,011	0,530	1,466	-	-	-	-	3,00	73,03
5		1,001	-	-	0,007	0,537	1,454	-	-	-	-	3,00	72,81
6	Ш105-14	0,998	-	-	0,008	0,543	1,453	-	-	-	-	3,00	72,52
7		1,001	-	-	0,007	0,531	1,459	-	-	-	-	3,00	73,04
8		0,994	-	-	0,012	0,529	1,471	-	-	-	-	3,01	73,14
9		0,996	-	-	0,009	0,559	1,440	-	-	-	-	3,00	71,71

Примечание: Ш105-14 - Вт-Нб1 мезогаббро, Ш220-14/10 – оливиновое мезогаббро, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Приложение 4.2. Химический состав плагиоклаза (мас.%) в породах массива Ямат-Ула.

<i>№</i>	<i>проба</i>	<i>SiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>сумма</i>
1	Ш220-14	46,72	34,63	17,56	1,48	н.п.о.	100,95
2	Ш220-14	46,45	34,31	17,25	1,59	н.п.о.	100,04
3	Ш220-14	51,77	30,16	12,83	4,19	0,27	99,72
4	Ш220-14	53,85	28,70	11,21	5,03	0,24	99,51
5	Ш220-14	64,52	22,31	3,04	9,79	0,20	99,87
6	Ш220-14	61,66	23,81	5,07	8,45	0,18	99,16
7	Ш220-14	56,07	26,79	9,29	5,88	0,41	98,44
8	Ш105-14	48,97	33,39	15,77	2,45	н.п.о.	101,43
9	Ш105-14	46,72	33,22	16,02	2,08	н.п.о.	98,04
10	Ш105-14	52,14	29,55	11,98	4,49	н.п.о.	98,59
11	Ш105-14	52,05	29,99	12,54	4,31	н.п.о.	99,32
12	Ш105-14	53,76	29,51	11,87	4,85	н.п.о.	99,99
13	Ш105-14	46,79	34,80	17,04	1,86	н.п.о.	100,80
14	Ш105-14	53,76	30,00	11,96	4,77	0,22	101,16
15	Ш105-14	51,97	29,15	11,84	4,48	н.п.о.	97,91
16	Ш105-14	45,53	31,44	14,79	2,02	н.п.о.	95,95
17	Ш105-14	49,29	30,69	13,19	3,38	н.п.о.	99,17
18	Ш105-14	51,67	28,32	11,08	4,61	н.п.о.	97,15
19	Ш105-14	50,17	30,70	13,18	3,81	н.п.о.	98,43
20	Ш105-14	45,23	33,03	17,29	1,82	н.п.о.	97,82
21	Ш105-14	51,05	29,31	11,88	4,06	0,55	97,52
22	Ш105-14	52,63	29,63	11,61	4,54	н.п.о.	98,72
23	Ш105-14	47,45	32,91	15,59	2,35	н.п.о.	98,58
24	Ш105-14	52,18	29,72	12,15	4,49	н.п.о.	98,89
25	Ш105-14	53,18	29,42	11,81	4,61	0,19	99,59
26	Ш105-14	47,24	33,82	16,37	1,90	н.п.о.	99,72
27	Ш105-14	52,37	30,61	12,80	4,23	н.п.о.	100,58
28	Ш105-14	47,54	25,39	11,46	3,14	0,64	100,46

Кристаллохимические коэффициенты в пересчете на 8 атомов кислорода

<i>№</i>	<i>проба</i>	<i>Si</i>	<i>Al</i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>сумма</i>	<i>Ап, %</i>
1	Ш220-14	2,12	1,86	0,86	0,13	0,00	5,01	86,77
2	Ш220-14	2,13	1,85	0,85	0,14	0,00	5,02	85,70
3	Ш220-14	2,34	1,61	0,62	0,37	0,02	5,05	61,88
4	Ш220-14	2,42	1,52	0,54	0,44	0,01	5,04	54,42
5	Ш220-14	2,79	1,14	0,14	0,82	0,01	5,06	14,48
6	Ш220-14	2,70	1,23	0,24	0,72	0,01	5,05	24,64
7	Ш220-14	2,56	1,44	0,45	0,52	0,02	4,99	45,50
8	Ш105-14	2,21	1,78	0,76	0,21	0,00	5,00	78,06
9	Ш105-14	2,18	1,83	0,80	0,19	0,00	5,00	80,97
10	Ш105-14	2,40	1,60	0,59	0,40	0,00	5,00	59,59
11	Ш105-14	2,38	1,61	0,61	0,38	0,00	5,01	61,65
12	Ш105-14	2,43	1,57	0,57	0,42	0,00	5,00	57,49
13	Ш105-14	2,13	1,87	0,83	0,16	0,00	5,01	83,51
14	Ш105-14	2,41	1,58	0,57	0,41	0,01	5,01	57,35
15	Ш105-14	2,40	1,59	0,59	0,40	0,00	5,00	59,36
16	Ш105-14	2,18	1,78	0,76	0,19	0,00	5,02	80,18
17	Ш105-14	2,29	1,68	0,66	0,30	0,00	5,03	68,32
18	Ш105-14	2,41	1,56	0,55	0,42	0,00	5,02	57,05
19	Ш105-14	2,32	1,67	0,65	0,34	0,00	5,01	65,65
20	Ш105-14	2,13	1,84	0,87	0,17	0,00	5,03	84,00

Приложение 4.2. (продолжение)

<i>№</i>	<i>проба</i>	<i>Si</i>	<i>Al</i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>сумма</i>	<i>An, %</i>
21	Ш105-14	2,38	1,61	0,59	0,37	0,03	5,01	59,75
22	Ш105-14	2,41	1,60	0,57	0,40	0,00	4,99	58,56
23	Ш105-14	2,20	1,80	0,78	0,21	0,00	5,00	78,57
24	Ш105-14	2,39	1,61	0,60	0,40	0,00	5,01	59,93
25	Ш105-14	2,42	1,58	0,58	0,41	0,01	5,00	57,95
26	Ш105-14	2,17	1,83	0,81	0,17	0,00	5,00	82,64
27	Ш105-14	2,36	1,63	0,62	0,37	0,00	5,01	62,58
28	Ш105-14	2,23	1,40	0,58	0,29	0,04	5,20	64,01

Примечание: Ш105-14 - Vt-Nbl мезогаббро, Ш220-14/10 – оливковое мезогаббро, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Приложение 4.3 Химический состав ортопироксена (мас.%) в породах массива Ямат-Ула.

<i>№</i>	<i>проба</i>	<i>SiO₂</i>	<i>TiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>Cr₂O₃</i>	<i>MnO</i>	<i>FeO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>сумма</i>
1	Ш105-14	55,94	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,40	15,19	28,51	0,63	н.п.о.	н.п.о.	100,67
2	Ш105-14	55,09	н.п.о.	1,32	н.п.о.	0,41	15,05	27,91	1,19	н.п.о.	н.п.о.	100,97
<i>Кристаллохимические коэффициенты в пересчете на 6 атомов кислорода</i>												
<i>№</i>	<i>проба</i>	<i>Si</i>	<i>Ti</i>	<i>Al</i>	<i>Mn</i>	<i>Fe</i>	<i>Mg</i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>сумма</i>	<i>F, %</i>
1	Ш105-14	2,00	-	-	0,01	0,45	1,52	0,02	-	-	4,00	23,02
2	Ш105-14	1,96	-	0,06	0,01	0,45	1,48	0,05	-	-	4,01	23,23

Примечание: Ш105-14 - Vt-Nbl мезогаббро, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Приложение 4.4. Химический состав амфибола (мас.%) в породах массива Ямат-Ула.

<i>проба</i>	Ш105-14	Ш105-14	Ш105-14	Ш105-14
<i>SiO₂</i>	42,42	41,72	41,67	42,62
<i>TiO₂</i>	3,57	4,20	3,89	3,80
<i>Al₂O₃</i>	11,47	11,28	11,24	10,79
<i>Cr₂O₃</i>	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
<i>FeO</i>	11,55	10,54	10,73	10,69
<i>MnO</i>	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
<i>MgO</i>	14,46	14,16	14,01	14,51
<i>CaO</i>	11,29	11,28	11,32	11,31
<i>Na₂O</i>	2,56	2,52	2,55	2,31
<i>K₂O</i>	1,04	1,10	1,17	1,08
<i>Кристаллохимические коэффициенты в пересчете на 23 атома кислорода</i>				
<i>проба</i>	Ш105-14	Ш105-14	Ш105-14	Ш105-14
<i>Si</i>	6,138	6,156	6,177	6,242
<i>^{IV}Al</i>	1,862	1,844	1,823	1,758
<i>^{VI}Al</i>	0,094	0,118	0,140	0,104
<i>Fe(+3)</i>	0,579	0,298	0,266	0,410
<i>Ti</i>	0,389	0,466	0,434	0,419
<i>Cr</i>	-	-	-	-
<i>Fe(+2)</i>	0,819	1,002	1,064	0,900
<i>Mn</i>	-	-	-	-
<i>Mg</i>	3,119	3,115	3,096	3,168
<i>Ca</i>	1,750	1,783	1,798	1,775
<i>Na</i>	0,718	0,721	0,733	0,656
<i>K</i>	0,192	0,207	0,221	0,202
<i>сумма</i>	17,661	17,711	17,752	17,632
<i>Mg/(Mg+Fe)</i>	79,213	75,653	74,418	77,884

Примечание: Ш105-14 - Vt-Nbl мезогаббро, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Приложение 4.5. Химический состав биотита (мас.%) в породах массива Ямат-Ула.

<i>проба</i>	<i>SiO₂</i>	<i>TiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>Cr₂O₃</i>	<i>FeO</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	
Ш105-14	37,95	3,62	14,79	н.п.о.	8,30	н.п.о.	19,87	н.п.о.	0,63	8,83	
Ш105-14	37,72	3,15	15,02	н.п.о.	8,08	н.п.о.	19,05	н.п.о.	0,78	8,54	
<i>Кристаллохимические коэффициенты в пересчете на 11 атомов кислорода</i>											
<i>проба</i>	<i>Si</i>	<i>Ti</i>	<i>^{IV}Al</i>	<i>Cr</i>	<i>Fe(+2)</i>	<i>Mn</i>	<i>Mg</i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>сумма</i>
Ш105-14	4,80	0,34	2,20	-	0,88	-	3,74	-	0,15	1,42	15,55
Ш105-14	4,84	0,30	2,27	-	0,87	-	3,64	-	0,19	1,40	15,52

Примечание: Ш105-14 - Vt-Nbl мезогаббро, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Приложение 4.6. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/г) элементов в представительных пробах массива Ямат-Ула.

Фаза	I фаза								
	№Проб	Ш220-14/10	Ш223-14	Ш225-14	Ш228-14	Ш229-14	Ш230-14	Ш231-14	Ш226-14
SiO ₂		46,00	3,78	43,22	44,23	46,16	45,77	45,87	45,69
TiO ₂		0,30	0,32	1,14	0,53	0,41	0,42	0,29	0,36
Al ₂ O ₃		29,94	4,18	19,14	26,83	24,54	25,38	28,86	29,50
Fe ₂ O ₃		4,29	89,62	10,91	5,40	4,24	5,20	2,98	3,61
MnO		0,03	0,24	0,12	0,08	0,09	0,06	0,04	0,05
MgO		0,84	2,71	6,41	2,91	4,44	4,04	2,62	1,81
CaO		14,67	1,05	16,02	13,64	16,69	16,00	17,09	16,04
Na ₂ O		2,29	0,08	1,14	2,40	1,66	1,64	1,39	1,79
K ₂ O		0,28	0,05	0,28	0,31	0,23	0,14	0,12	0,21
P ₂ O ₅		0,09	0,06	0,06	0,17	0,09	0,08	0,03	0,05
Loi		1,09	0,00	1,05	2,13	1,54	1,37	0,65	0,89
Сумма		100,05	100,05	99,84	99,11	100,38	100,40	100,11	100,11
Na ₂ O+K ₂ O		2,57	0,13	1,42	2,72	1,89	1,78	1,52	1,99
Rb		5,257	0,427	4,443	4,715	4,035	2,028	1,573	4,309
Sr		1831,183	26,796	1235,579	1810,731	1620,542	1397,871	1605,564	1762,171
Y		3,220	2,659	3,949	7,428	7,766	6,121	4,066	3,914
Zr		18,175	50,340	12,715	37,161	21,963	17,208	11,877	12,201
Nb		0,789	2,900	0,503	1,187	0,644	0,607	0,322	1,615
Cs		0,251	0,036	0,467	0,360	0,251	0,178	0,071	0,215
Ba		199,335	54,995	228,007	406,265	259,021	170,280	156,336	195,028
La		5,753	1,585	4,981	9,952	8,977	5,324	3,515	4,495
Ce		10,457	3,733	9,774	20,204	17,744	11,599	7,208	8,882
Pr		1,425	0,618	1,373	2,725	2,308	1,633	1,126	1,238
Nd		4,946	2,766	5,412	11,476	9,463	7,233	4,697	5,114

Приложение 4.6. (продолжение)

№Проб	Ш220-14/10	Ш223-14	Ш225-14	Ш228-14	Ш229-14	Ш230-14	Ш231-14	Ш226-14
Sm	0,887	0,564	0,942	2,458	2,177	1,814	1,132	1,023
Eu	0,511	0,100	0,633	0,901	0,822	0,735	0,707	0,579
Gd	0,739	0,537	0,830	1,990	1,813	1,618	1,096	0,785
Tb	0,108	0,090	0,135	0,255	0,260	0,202	0,177	0,135
Dy	0,618	0,510	0,781	1,529	1,494	1,188	1,000	0,727
Ho	0,130	0,085	0,162	0,320	0,304	0,228	0,190	0,135
Er	0,349	0,242	0,404	0,764	0,786	0,531	0,405	0,390
Tm	0,047	0,037	0,059	0,107	0,111	0,076	0,051	0,055
Yb	0,280	0,240	0,377	0,650	0,710	0,480	0,304	0,323
Lu	0,042	0,035	0,056	0,102	0,110	0,076	0,046	0,050
Hf	0,618	1,195	0,417	0,994	0,811	0,619	0,468	0,525
Ta	0,060	0,179	0,050	0,081	0,050	0,050	0,050	0,090
Th	1,022	0,134	0,377	1,241	1,610	0,535	0,322	0,807
U	0,349	0,269	0,108	0,405	0,483	0,214	0,134	0,269
Eu/Eu*	1,877	0,550	2,142	1,208	1,231	1,285	1,918	1,903
(La/Yb)n	13,852	4,451	8,909	10,322	8,527	7,472	7,799	9,383

Приложение 4.6. (продолжение)

№Проб	Ш101-14	Ш220-14/1	Ш220-14/2	Ш220-14/3	Ш220-14/9	Ш227-14	Ш232-14	Ш233-14
SiO₂	45,28	43,22	47,14	44,98	43,97	44,72	44,74	45,27
TiO₂	0,55	0,23	0,17	0,48	0,42	0,36	0,50	0,27
Al₂O₃	24,61	27,99	29,61	24,61	22,40	30,19	30,67	23,76
Fe₂O₃	7,34	6,28	2,96	7,11	8,32	3,27	4,20	5,56
MnO	0,09	0,07	0,02	0,08	0,08	0,06	0,03	0,08
MgO	5,45	4,05	0,51	5,24	6,13	1,59	0,75	7,02
CaO	13,74	13,38	14,83	12,68	14,38	15,53	15,95	15,69
Na₂O	1,66	1,57	2,31	1,94	1,26	2,24	1,74	1,18
K₂O	0,36	0,17	0,40	0,42	0,15	0,33	0,26	0,14
P₂O₅	0,06	0,16	0,07	0,15	0,06	0,10	0,11	0,04
Loi	1,01	2,23	1,32	1,88	1,79	1,45	1,00	1,07
Сумма	100,34	99,63	99,55	99,84	99,38	100,05	100,13	100,30
Na₂O+K₂O	2,02	1,74	2,70	2,36	1,40	2,56	1,99	1,32

Приложение 4.6. (продолжение)

Фаза	2 фаза									3 фаза		
	№Проб	Ш100-14	Ш102-14	Ш103-14	Ш222-14	Ш12-15	Ш104-14	Ш11-15	Ш13-15	Ш14-15	Ш234-14	Ш235-14
SiO ₂	44,69	44,01	45,50	43,52	41,50	43,81	43,67	44,45	43,77	51,70	51,50	48,41
TiO ₂	0,54	0,57	0,25	0,53	0,59	0,36	0,67	0,53	0,50	1,08	1,18	0,63
Al ₂ O ₃	24,81	18,16	17,50	17,67	8,67	15,86	13,33	10,29	9,61	18,14	17,77	19,60
Fe ₂ O ₃	7,37	12,12	10,85	12,01	15,46	12,57	14,50	15,46	14,55	9,41	9,96	8,29
MnO	0,09	0,16	0,18	0,15	0,20	0,16	0,18	0,19	0,19	0,14	0,15	0,12
MgO	5,53	12,53	13,20	13,61	24,63	15,83	16,39	21,03	22,25	5,09	4,98	8,53
CaO	13,70	9,87	8,49	8,72	4,29	7,63	7,10	4,66	4,15	7,92	7,82	8,53
Na ₂ O	1,57	1,80	2,08	1,81	1,24	1,67	1,77	1,62	1,30	3,75	3,73	2,92
K ₂ O	0,28	0,33	0,29	0,45	0,71	0,56	0,66	0,78	0,85	1,80	1,87	1,26
P ₂ O ₅	0,06	0,10	0,07	0,19	0,18	0,15	0,17	0,14	0,12	0,38	0,43	0,25
Loi	1,07	0,65	1,36	0,89	1,82	1,27	0,76	0,53	1,93	0,00	-0,25	1,19
Сумма	99,91	100,59	100,02	99,91	99,64	100,31	99,48	100,04	99,58	99,63	99,32	99,90
Na ₂ O+K ₂ O	1,85	2,13	2,37	2,26	1,95	2,24	2,43	2,40	2,15	5,56	5,59	4,18
Rb	3,045	5,379	2,925	7,297	16,256	-	-	-	-	69,614	41,047	-
Sr	1178,363	1181,029	1060,625	1131,425	484,825	-	-	-	-	1023,549	1047,670	-
Y	5,795	5,543	8,184	7,166	8,265	-	-	-	-	20,308	21,323	-
Zr	17,321	20,694	17,181	27,896	36,488	-	-	-	-	138,360	152,811	-
Nb	0,571	0,823	0,466	1,219	1,360	-	-	-	-	5,853	4,982	-
Cs	0,179	1,002	0,287	0,359	1,566	-	-	-	-	3,268	1,307	-
Ba	138,061	210,135	134,944	282,894	263,565	-	-	-	-	1283,864	898,835	-
La	4,259	6,548	4,087	8,875	8,022	-	-	-	-	27,899	30,615	-
Ce	9,321	13,043	9,762	18,154	17,058	-	-	-	-	55,610	62,545	-
Pr	1,446	1,932	1,613	2,716	2,408	-	-	-	-	7,621	8,722	-
Nd	6,723	7,810	7,852	11,323	9,841	-	-	-	-	27,846	33,274	-

Приложение 4.6. (продолжение)

Фаза №Проб	2 фаза								3 фаза			
	Ш100-14	Ш102-14	Ш103-14	Ш222-14	Ш12-15	Ш104-14	Ш11-15	Ш13-15	Ш14-15	Ш234-14	Ш235-14	Ш16-15/2
Sm	1,473	1,583	2,071	1,990	1,938	-	-	-	-	4,955	6,272	-
Eu	0,670	0,711	0,807	0,874	0,563	-	-	-	-	1,570	1,592	-
Gd	1,406	1,342	2,017	1,726	1,876	-	-	-	-	4,241	5,458	-
Tb	0,214	0,215	0,296	0,269	0,268	-	-	-	-	0,700	0,766	-
Dy	1,232	1,100	1,775	1,399	1,402	-	-	-	-	3,689	4,029	-
Ho	0,220	0,215	0,323	0,242	0,268	-	-	-	-	0,754	0,795	-
Er	0,589	0,537	0,780	0,672	0,686	-	-	-	-	1,993	2,100	-
Tm	0,080	0,081	0,108	0,108	0,100	-	-	-	-	0,320	0,300	-
Yb	0,460	0,540	0,672	0,640	0,626	-	-	-	-	2,020	1,901	-
Lu	0,070	0,081	0,100	0,100	0,089	-	-	-	-	0,310	0,275	-
Hf	0,670	0,725	0,807	1,022	0,871	-	-	-	-	4,282	4,032	-
Ta	0,050	0,060	0,050	0,090	0,078	-	-	-	-	0,479	0,284	-
Th	0,616	0,644	0,296	0,834	1,044	-	-	-	-	5,978	5,647	-
U	0,107	0,161	0,081	0,242	0,298	-	-	-	-	1,373	1,334	-
Eu/Eu*	1,403	1,455	1,193	1,410	0,892	-	-	-	-	1,023	0,814	-
(La/Yb)n	6,242	8,175	4,099	9,349	8,636	-	-	-	-	9,313	10,857	-

Приложение 5.1 Химический состав оливина (мас.%) в породах массива Номгон.

<i>№</i>	<i>проба</i>	<i>SiO₂</i>	<i>TiO₂</i>	<i>Cr₂O₃</i>	<i>MnO</i>	<i>FeO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>NiO</i>	<i>сумма</i>	
1	Ш96 15	37,54	0,01	н.п.о.	23,41	0,43	38,55	0,04	н.п.о.	н.п.о.	0,07	100,05	
2	Ш96 15	37,48	0,01	0,11	23,98	0,47	37,47	0,02	н.п.о.	н.п.о.	0,06	99,61	
3	Ш96 15	37,88	0,01	н.п.о.	24,42	0,41	37,41	0,07	н.п.о.	н.п.о.	0,05	100,26	
4	Ш96 15	37,37	0,01	н.п.о.	24,34	0,45	37,26	0,03	н.п.о.	н.п.о.	0,05	99,52	
5	Ш96 15	37,86	0,01	н.п.о.	24,17	0,41	37,63	0,05	н.п.о.	н.п.о.	0,04	100,18	
6	Ш96 15	37,97	0,02	н.п.о.	23,60	0,43	38,37	0,02	н.п.о.	н.п.о.	0,07	100,48	
7	Ш91 15	38,54	0,02	0,03	23,69	0,48	38,21	0,03	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	101,01	
8	Ш91 15	38,61	0,01	н.п.о.	24,04	0,49	38,72	0,03	н.п.о.	н.п.о.	0,01	101,91	
9	Ш91 15	37,69	0,01	н.п.о.	25,77	0,53	36,67	0,05	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	100,73	
10	Ш91 15	38,13	0,01	н.п.о.	26,22	0,53	36,93	0,05	н.п.о.	н.п.о.	0,01	101,88	
11	Ш91 15	38,17	0,02	0,02	24,94	0,49	37,16	0,03	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	100,83	
12	Ш91 15	37,93	0,02	н.п.о.	25,32	0,51	37,42	0,05	н.п.о.	н.п.о.	0,01	101,27	
13	Ш91 15	38,43	0,02	н.п.о.	25,66	0,52	36,93	0,04	н.п.о.	н.п.о.	0,03	101,62	
14	Ш91 15	38,27	0,01	н.п.о.	25,44	0,52	37,08	0,05	н.п.о.	н.п.о.	0,02	101,39	
15	Ш106 15	38,35	0,01	н.п.о.	25,09	0,43	37,29	0,07	н.п.о.	н.п.о.	0,03	101,27	
16	Ш106 15	38,39	0,02	0,02	25,23	0,45	37,05	0,04	н.п.о.	н.п.о.	0,02	101,21	
17	Ш106 15	37,96	0,01	0,02	25,11	0,45	37,21	0,04	н.п.о.	н.п.о.	0,03	100,85	
18	Ш106 15	38,18	0,03	н.п.о.	24,81	0,44	37,60	0,04	н.п.о.	н.п.о.	0,01	101,11	
19	Ш106 15	37,99	0,03	н.п.о.	25,17	0,44	36,86	0,04	н.п.о.	н.п.о.	0,04	100,58	
20	Ш106 15	38,47	0,01	н.п.о.	25,51	0,45	36,96	0,03	н.п.о.	н.п.о.	0,03	101,48	
21	Ш106 15	37,91	0,01	н.п.о.	24,95	0,44	37,07	0,04	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	100,43	
22	Ш106 15	38	0,01	н.п.о.	25,16	0,43	36,85	0,03	н.п.о.	н.п.о.	0,01	100,51	
23	Ш106 15	38,04	н.п.о.	н.п.о.	25,10	0,44	37,01	0,05	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	100,64	
24	Ш106 15	38,05	0,01	н.п.о.	25,35	0,43	36,99	0,05	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	100,87	
<i>Кристаллохимические коэффициенты оливинов в пересчете на 4 атома кислорода</i>													
<i>№</i>	<i>проба</i>	<i>Si</i>	<i>Ti</i>	<i>Cr</i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Mg</i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>Ni</i>	<i>сумма</i>	<i>Fo, %</i>
1	Ш96 15	0,98	-	-	0,51	0,01	1,51	-	-	-	-	3,02	74,23
2	Ш96 15	0,99	-	-	0,53	0,01	1,47	-	-	-	-	3,01	73,19
3	Ш96 15	0,99	-	-	0,54	0,01	1,46	-	-	-	-	3,01	72,86
4	Ш96 15	0,99	-	-	0,54	0,01	1,47	-	-	-	-	3,01	72,81
5	Ш96 15	0,99	-	-	0,53	0,01	1,47	-	-	-	-	3,01	73,17
6	Ш96 15	0,99	-	-	0,51	0,01	1,49	-	-	-	-	3,01	73,99
7	Ш91 15	1,00	-	-	0,51	0,01	1,48	-	-	-	-	3,00	73,80

Приложение 5.1 (продолжение)

№	проба	Si	Ti	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ni	сумма	Fe, %
8	Ш91 15	0,99	-	-	0,52	0,01	1,48	-	-	-	-	3,01	73,76
9	Ш91 15	0,99	-	-	0,57	0,01	1,44	-	-	-	-	3,01	71,30
10	Ш91 15	0,99	-	-	0,57	0,01	1,43	-	-	-	-	3,01	71,10
11	Ш91 15	1,00	-	-	0,55	0,01	1,45	-	-	-	-	3,00	72,25
12	Ш91 15	0,99	-	-	0,55	0,01	1,45	-	-	-	-	3,01	72,08
13	Ш91 15	1,00	-	-	0,56	0,01	1,43	-	-	-	-	3,00	71,54
14	Ш91 15	1,00	-	-	0,55	0,01	1,44	-	-	-	-	3,00	71,79
15	Ш106 15	1,00	-	-	0,55	0,01	1,45	-	-	-	-	3,00	72,25
16	Ш106 15	1,00	-	-	0,55	0,01	1,44	-	-	-	-	3,00	71,99
17	Ш106 15	0,99	-	-	0,55	0,01	1,45	-	-	-	-	3,01	72,17
18	Ш106 15	0,99	-	-	0,54	0,01	1,46	-	-	-	-	3,01	72,62
19	Ш106 15	1,00	-	-	0,55	0,01	1,44	-	-	-	-	3,00	71,94
20	Ш106 15	1,00	-	-	0,55	0,01	1,43	-	-	-	-	3,00	71,72
21	Ш106 15	1,00	-	-	0,55	0,01	1,45	-	-	-	-	3,00	72,23
22	Ш106 15	1,00	-	-	0,55	0,01	1,44	-	-	-	-	3,00	71,95
23	Ш106 15	1,00	-	-	0,55	0,01	1,45	-	-	-	-	3,00	72,08
24	Ш106 15	1,00	-	-	0,55	0,01	1,44	-	-	-	-	3,00	71,88

Примечание: все пробы – лейкогаббро, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Приложение 5.2 Химический состав пироксена (мас.%) в породах массива Номгон.

№	проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма
<i>ортопироксены</i>												
1	Ш96-15	54,91	0,25	1,14	0,01	16,23	0,37	27,84	1,37	0,03	н.п.о.	102,15
2	Ш89-15	54,23	0,30	1,46	0,07	15,30	0,32	29,15	1,60	0,03	н.п.о.	102,45
3	Ш89-15	54,49	0,37	1,27	0,03	15,22	0,37	28,89	1,11	0,02	н.п.о.	101,77
4	Ш91-15	52,7	0,43	2,06	0,00	11,74	0,30	18,10	16,45	0,27	0,01	102,06
<i>клинопироксены</i>												
5	Ш106-15	50,8	0,69	3,49	0,02	8,44	0,17	15,05	21,48	0,37	н.п.о.	100,52
6	Ш106-15	50,01	0,69	3,70	0,02	8,59	0,15	14,94	21,58	0,35	н.п.о.	100,02
7	Ш106-15	51,46	0,64	2,51	0,02	8,48	0,20	15,91	20,54	0,39	н.п.о.	100,15
8	Ш106-15	51,95	0,41	1,86	0,00	6,17	0,14	16,10	22,38	0,26	н.п.о.	99,26
9	Ш106-15	52,68	0,19	1,56	0,02	6,62	0,17	16,33	22,25	0,29	н.п.о.	100,10
10	Ш106-15	52,9	0,27	1,36	0,00	5,86	0,15	16,15	23,06	0,23	н.п.о.	99,97
11	Ш106-15	50,55	0,74	3,60	0,02	8,40	0,15	14,83	21,77	0,36	н.п.о.	100,41
12	Ш106-15	50,53	0,68	3,59	0,01	8,39	0,15	14,70	21,95	0,32	н.п.о.	100,32
13	Ш106-15	52,17	0,40	1,74	0,00	6,36	0,16	16,13	22,13	0,28	н.п.о.	99,37
14	Ш107-15	52,56	0,42	1,97	0,00	6,88	0,19	15,86	22,73	0,29	н.п.о.	100,90
15	Ш107-15	53,34	0,05	0,55	0,02	5,41	0,20	16,45	23,36	0,13	н.п.о.	99,50
16	Ш107-15	50,21	0,79	2,94	0,04	7,98	0,19	15,13	21,69	0,38	н.п.о.	99,35
17	Ш91-15	51,07	0,52	3,15	0,29	7,72	0,17	15,56	22,02	0,33	н.п.о.	100,82
18	Ш91-15	52,58	0,36	1,51	0,03	7,39	0,23	16,09	21,59	0,29	н.п.о.	100,07
19	Ш91-15	56,00	0,03	0,87	0,00	9,48	0,18	19,18	12,66	0,29	0,02	98,71
20	Ш91-15	51,17	0,52	2,28	0,00	8,73	0,26	15,48	20,69	0,35	0,01	99,47
21	Ш91-15	50,68	0,66	2,75	0,02	8,88	0,27	14,87	21,13	0,36	н.п.о.	99,61
22	Ш91-15	51,18	0,57	3,06	0,28	8,32	0,17	15,07	21,32	0,34	н.п.о.	100,31
23	Ш91-15	50,66	0,54	2,39	0,00	8,64	0,24	15,43	20,52	0,36	н.п.о.	98,77
<i>Кристаллохимические коэффициенты в пересчете на 6 атомов кислорода</i>												
№	проба	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	сумма	F, %
<i>ортопироксены</i>												
1	Ш96-15	1,95	0,01	0,05	0,48	0,01	1,47	0,05	-	-	4,02	24,65
2	Ш89-15	1,92	0,01	0,06	0,45	0,01	1,53	0,06	-	-	4,05	22,75
3	Ш89-15	1,93	0,01	0,05	0,45	0,01	1,53	0,04	-	-	4,03	22,82
4	Ш91-15	1,92	0,01	0,09	0,36	0,01	0,98	0,64	0,02	-	4,03	26,69
<i>клинопироксены</i>												
5	Ш106-15	1,88	0,02	0,15	0,26	0,01	0,83	0,85	0,03	-	4,04	23,94
6	Ш106-15	1,87	0,02	0,16	0,27	0,00	0,83	0,86	0,03	-	4,05	24,39
7	Ш106-15	1,91	0,02	0,11	0,26	0,01	0,88	0,82	0,03	-	4,03	23,02
8	Ш106-15	1,93	0,01	0,08	0,19	0,00	0,89	0,89	0,02	-	4,03	17,70
9	Ш106-15	1,94	0,01	0,07	0,20	0,01	0,90	0,88	0,02	-	4,03	18,53
10	Ш106-15	1,95	0,01	0,06	0,18	0,00	0,89	0,91	0,02	-	4,02	16,92
11	Ш106-15	1,88	0,02	0,16	0,26	0,00	0,82	0,87	0,03	-	4,04	24,12
12	Ш106-15	1,88	0,02	0,16	0,26	0,00	0,81	0,87	0,02	-	4,03	24,26
13	Ш106-15	1,94	0,01	0,08	0,20	0,01	0,89	0,88	0,02	-	4,02	18,12
14	Ш107-15	1,93	0,01	0,09	0,21	0,01	0,87	0,89	0,02	-	4,03	19,58
15	Ш107-15	1,97	0,00	0,02	0,17	0,01	0,91	0,93	0,01	-	4,02	15,58
16	Ш107-15	1,88	0,02	0,13	0,25	0,01	0,85	0,87	0,03	-	4,04	22,84
17	Ш91-15	1,89	0,01	0,14	0,24	0,01	0,86	0,87	0,02	-	4,04	21,78
18	Ш91-15	1,95	0,01	0,07	0,23	0,01	0,89	0,86	0,02	-	4,02	20,49

Приложение 5.2 (продолжение)

<i>№</i>	<i>проба</i>	<i>Si</i>	<i>Ti</i>	<i>Al</i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Mg</i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>сумма</i>	<i>F, %</i>
19	Ш91-15	2,05	0,00	0,04	0,29	0,01	1,05	0,50	0,02	-	3,94	21,71
20	Ш91-15	1,92	0,01	0,10	0,27	0,01	0,86	0,83	0,03	-	4,03	24,04
21	Ш91-15	1,90	0,02	0,12	0,28	0,01	0,83	0,85	0,03	-	4,03	25,10
22	Ш91-15	1,90	0,02	0,13	0,26	0,01	0,83	0,85	0,02	-	4,03	23,65
23	Ш91-15	1,91	0,02	0,11	0,27	0,01	0,87	0,83	0,03	-	4,03	23,91

Примечание: все пробы – лейкогаббро, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Приложение 5.3 Химический состав амфибола (мас.%) в породах массива Номгон.

<i>проба</i>	Ш10 6-15	Ш10 6-15	Ш106- 15	Ш106-15	Ш106- 15	Ш106- 15	Ш107- 15	Ш10 7-15	Ш89- 15	Ш89- 15	Ш89- 15	Ш91- 15	Ш91- 15	Ш91- 15	Ш96- 15	Ш96- 15	Ш96 -15
<i>SiO₂</i>	47,81	43,56	47,61	45,1	42,93	43,96	48,27	47,14	45,93	44,89	45,11	48,1	43,48	44,34	45,81	43,94	45,17
<i>TiO₂</i>	0,19	1,46	0,58	0,32	3,00	1,44	0,71	0,66	0,17	0,52	0,51	0,66	2,65	2,41	0,99	3,06	0,88
<i>Al₂O₃</i>	9,15	11,78	8,07	10,48	11,35	11,20	3,16	3,47	10,36	11,26	10,65	2,77	10,93	10,61	9,88	9,92	10,15
<i>Cr₂O₃</i>	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,06	0,00	0,12	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
<i>FeO</i>	10,41	12,43	13,08	10,51	11,25	11,15	7,40	8,17	9,91	10,97	10,34	9,62	10,96	11,39	10,68	11,46	10,91
<i>MnO</i>	0,13	0,12	0,15	0,13	0,12	0,11	0,18	0,18	0,11	0,13	0,09	0,23	0,16	0,16	0,16	0,12	0,16
<i>MgO</i>	17,47	14,93	15,21	16,94	15,28	16,09	15,10	14,95	17,38	16,28	16,91	15,08	15,52	15,18	16,42	15,24	16,44
<i>CaO</i>	11,76	11,32	12,08	12,06	11,55	11,68	21,93	21,37	11,61	11,56	11,71	20,65	11,28	11,46	11,16	11,36	11,14
<i>Na₂O</i>	1,72	2,29	1,53	2,08	2,42	2,28	0,36	0,34	1,99	2,08	2,11	0,33	2,58	2,45	2,18	2,21	2,19
<i>K₂O</i>	0,20	0,39	0,16	0,41	0,64	0,66	0,00	0,00	0,39	0,58	0,50	0,00	0,25	0,22	0,32	0,71	0,22
<i>Кристаллохимические коэффициенты в пересчете на 23 атома кислорода</i>																	
<i>Si</i>	6,64	6,20	6,78	6,38	6,14	6,23	7,12	7,04	6,46	6,33	6,38	7,13	6,23	6,34	6,49	6,32	6,41
<i>^{IV}Al</i>	1,36	1,80	1,22	1,62	1,86	1,77	0,55	0,61	1,54	1,67	1,62	0,48	1,77	1,66	1,51	1,68	1,59
<i>^{VI}Al</i>	0,14	0,18	0,13	0,13	0,06	0,10	0,00	0,00	0,18	0,21	0,15	0,00	0,07	0,13	0,14	0,01	0,11
<i>Fe(+3)</i>	1,18	1,15	0,83	1,11	0,83	1,06	0,00	0,00	1,17	1,18	1,15	0,00	0,91	0,79	1,11	0,76	1,26
<i>Ti</i>	0,02	0,16	0,06	0,03	0,32	0,15	0,08	0,07	0,02	0,06	0,05	0,07	0,29	0,26	0,11	0,33	0,09
<i>Cr</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Fe(+2)</i>	0,03	0,33	0,73	0,13	0,52	0,27	0,91	1,02	0,00	0,12	0,07	1,19	0,40	0,57	0,15	0,62	0,04
<i>Mn</i>	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
<i>Mg</i>	3,62	3,17	3,23	3,57	3,26	3,40	3,32	3,33	3,65	3,42	3,56	3,33	3,31	3,23	3,47	3,27	3,48
<i>Ca</i>	1,75	1,73	1,84	1,83	1,77	1,77	3,47	3,42	1,75	1,75	1,77	3,28	1,73	1,76	1,69	1,75	1,69
<i>Na</i>	0,46	0,63	0,42	0,57	0,67	0,63	0,10	0,10	0,54	0,57	0,58	0,09	0,72	0,68	0,60	0,62	0,60
<i>K</i>	0,04	0,07	0,03	0,07	0,12	0,12	0,00	0,00	0,07	0,10	0,09	0,00	0,05	0,04	0,06	0,13	0,04
<i>сумма</i>	17,25	17,43	17,29	17,47	17,56	17,52	17,58	17,63	17,39	17,42	17,44	17,61	17,49	17,47	17,35	17,50	17,34
<i>Mg/(Mg+Fe)</i>	99,27	90,51	81,58	96,50	86,22	92,73	78,44	76,54	100,00	96,62	98,08	73,64	89,20	84,96	95,76	84,05	98,86

Примечание: все пробы – лейкогаббро, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Приложение 5.4 Химический состав плагиоклаза (мас.%) в породах массива Номгон.

№	проба	SiO2	Al2O3	CaO	Na2O	K2O	сумма	
1	Ш106-15	47,14	33,12	17,10	1,84	0,03	99,69	
2	Ш106-15	47,22	32,96	16,61	1,89	0,02	99,18	
3	Ш106-15	46,48	33,35	17,21	1,57	0,03	99,17	
4	Ш106-15	46,25	33,70	17,62	1,39	0,09	99,69	
5	Ш106-15	46,33	33,73	17,44	1,43	0,03	99,50	
6	Ш107-15	46,64	32,81	17,15	1,77	0,02	98,93	
7	Ш107-15	46,79	32,72	17,04	1,78	0,04	98,91	
8	Ш107-15	47	32,76	17,04	1,79	0,04	99,17	
9	Ш107-15	47,2	32,28	16,61	2,02	0,03	98,73	
10	Ш107-15	46,56	32,60	16,83	1,92	0,03	98,45	
11	Ш89-15	47,17	33,07	16,78	1,79	0,01	99,39	
12	Ш89-15	46,93	33,13	16,88	1,73	0,04	99,29	
13	Ш89-15	46,85	33,23	17,14	1,68	0,00	99,46	
14	Ш89-15	47,39	32,45	16,53	1,96	0,03	98,93	
15	Ш89-15	47,86	32,51	16,31	2,19	0,03	99,49	
16	Ш89-15	47,28	32,99	16,85	1,83	0,03	99,60	
17	Ш89-15	47,11	32,69	16,32	2,15	0,03	98,94	
18	Ш89-15	46,3	33,06	17,26	1,49	0,02	98,76	
19	Ш89-15	46,73	32,90	16,78	1,75	0,04	98,77	
20	Ш91-15	47,43	33,14	16,53	1,95	0,10	100,57	
21	Ш91-15	47,85	32,62	16,27	2,25	0,02	99,63	
22	Ш91-15	49,22	31,94	15,47	2,66	0,03	100,02	
23	Ш91-15	46,03	33,72	17,72	1,45	0,02	99,54	
24	Ш91-15	46,44	33,72	17,59	1,53	0,01	99,87	
25	Ш96-15	46,2	33,47	17,61	1,38	0,03	99,30	
26	Ш96-15	45,97	33,17	17,53	1,52	0,01	98,75	
27	Ш96-15	45,37	33,47	17,88	1,27	0,02	98,58	
28	Ш96-15	46,44	33,04	17,16	1,53	0,03	98,78	
Кристаллохимические коэффициенты в пересчете на 8 атомов кислорода								
№	проба	Si	Al	Ca	Na	K	сумма	An, %
1	Ш106-15	2,17	1,79	0,84	0,16	0,00	5,02	83,58
2	Ш106-15	2,18	1,79	0,82	0,17	0,00	5,01	82,82
3	Ш106-15	2,15	1,82	0,85	0,14	0,00	5,01	85,68
4	Ш106-15	2,13	1,83	0,87	0,12	0,01	5,02	87,04
5	Ш106-15	2,14	1,83	0,86	0,13	0,00	5,01	86,93
6	Ш107-15	2,16	1,79	0,85	0,16	0,00	5,02	84,16
7	Ш107-15	2,18	1,79	0,85	0,16	0,00	5,01	83,92
8	Ш107-15	2,18	1,79	0,85	0,16	0,00	5,00	83,82
9	Ш107-15	2,20	1,77	0,83	0,18	0,00	5,01	81,80
10	Ш107-15	2,18	1,80	0,84	0,17	0,00	5,01	82,73
11	Ш89-15	2,18	1,80	0,83	0,16	0,00	5,00	83,76
12	Ш89-15	2,17	1,81	0,84	0,16	0,00	5,00	84,17
13	Ш89-15	2,17	1,81	0,85	0,15	0,00	5,00	84,91
14	Ш89-15	2,20	1,78	0,82	0,18	0,00	5,00	82,21
15	Ш89-15	2,21	1,77	0,81	0,20	0,00	5,00	80,31
16	Ш89-15	2,18	1,80	0,83	0,16	0,00	5,00	83,45
17	Ш89-15	2,19	1,79	0,81	0,19	0,00	5,01	80,63
18	Ш89-15	2,16	1,82	0,86	0,13	0,00	5,00	86,41
19	Ш89-15	2,18	1,81	0,84	0,16	0,00	5,00	83,94
20	Ш91-15	2,18	1,79	0,81	0,17	0,01	5,02	81,94

Приложение 5.4 (продолжение)

№	проба	Si	Al	Ca	Na	K	сумма	An, %
21	Ш91-15	2,21	1,77	0,80	0,20	0,00	5,01	79,91
22	Ш91-15	2,25	1,72	0,76	0,24	0,00	5,00	76,15
23	Ш91-15	2,13	1,84	0,88	0,13	0,00	5,01	87,03
24	Ш91-15	2,14	1,83	0,87	0,14	0,00	5,01	86,34
25	Ш96-15	2,14	1,83	0,88	0,12	0,00	5,00	87,44
26	Ш96-15	2,15	1,83	0,88	0,14	0,00	5,01	86,40
27	Ш96-15	2,12	1,85	0,90	0,12	0,00	5,01	88,53
28	Ш96-15	2,16	1,81	0,86	0,14	0,00	5,00	85,97

Примечание: все пробы – лейкогаббро, н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Приложение 5.5. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах массива Номгон [Изох и др., 1998]

№Проб	И-4640	И-4652	И-4664	И-4668	И-4674
SiO₂	42,73	43,24	45,37	42,5	44,4
TiO₂	1,02	0,09	0,27	0,05	0,21
Al₂O₃	22,69	26,42	18,34	21,68	16,74
Fe₂O₃	10,15	5,43	7,02	6,91	7,59
MnO	0,12	0,08	0,12	0,11	0,12
MgO	4,94	7,16	11,63	16,34	13,24
CaO	15,26	13,74	14,49	10,92	14,4
Na₂O	1,31	1,11	0,94	0,53	0,63
K₂O	0,25	0,17	0,17	0,12	0,19
P₂O₅	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03
Loi	0,88	2,22	1,26	0,44	2,28
Сумма	99,38	99,69	99,65	99,63	99,83
Na₂O+K₂O	1,56	1,28	1,11	0,65	0,82
Rb	1,89	н.п.о.	н.п.о.	2,57	0,23
Sr	735	985	678	293	545
Y	3,53	н.п.о.	5,7	н.п.о.	3,63
Zr	31	32	24,8	9,9	18,9
Nb	н.п.о.	0,24	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cs	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ba	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
La	1,5	1,1	1,4	0,4	0,7
Ce	3,4	2	3,6	0,75	1,8
Pr	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Nd	2,5	1	2,5	0,4	1,2
Sm	0,74	0,2	0,8	0,11	0,4
Eu	0,35	0,19	0,29	0,11	0,21
Gd	0,9	0,4	0,9	0,3	0,5
Tb	0,14	0,04	0,16	0,02	0,09
Dy	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ho	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Er	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Tm	0,4	0,11	0,38	0,07	0,4
Yb	0,06	0,02	0,05	0,01	0,06
Lu	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Hf	0,36	0,07	0,36	0,06	0,3
Ta	12	7	26	4	15
Th	0,2	0,1	0,3	0,1	0,2
U	0,2	0,015	0,2	0,07	0,14
Eu/Eu*	1,310	2,012	1,041	1,738	1,435
(La/Yb)_n	16,855	37,081	18,877	26,968	7,866