

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт РАН

На правах рукописи

ГАНЕЛИН Александр Викторович

ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ
(строение, возраст, состав, геодинамические обстановки формирования)

Специальность 25.00.01 – общая и региональная геология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:
доктор геол.- мин. наук, профессор С.Д. Соколов
доктор геол.- мин. наук С.А. Силантьев

Москва
2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	2
Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ	
1.1. Региональный геологический очерк	8
1.2. Геологическое строение района	
1.2.1. <i>Алазейско-Олойская складчатая Зона</i>	10
1.2.2. <i>Южно-Анъюйская сутура (ЮАС)</i>	16
Глава 2. АЛУЧИНСКИЙ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС	
2.1. Геологическое строение	23
2.2. Вещественный состав пород и минералов	
2.2.1. <i>Реститовые ультрабазиты и нижнекоровый (расслоенный) комплекс (Алучинский массив)</i>	42
2.2.2. <i>Верхнекоровый комплекс (дайковые серии Алучинского и Атамановского массивов)</i>	81
2.3. Интерпретация геохимических данных и геодинамические следствия	
2.3.1. <i>Мантийные ультрабазиты и нижнекоровый комплекс (Алучинский массив)</i>	94
2.3.2. <i>Верхнекоровый комплекс (дайковые серии Алучинского и Атамановского массивов)</i>	102
Глава 3. ГРОМАДНЕНСКО-ВУРГУВЕЕМСКИЙ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЙ МАССИВ	
3.1. Геологическое строение	112
3.2. Вещественный состав пород и минералов	
3.2.1. <i>Плутонический (ультрабазит-габбровый) комплекс</i>	120
3.2.2. <i>Дайковый комплекс</i>	134
3.3. Интерпретация геохимических данных и геодинамические следствия	144
Глава 4. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОФИОЛИТОВ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ	151
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	159
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	162

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Офиолиты являются одним из важнейших объектов современной геологии. Представляя собой ассоциацию магматических пород ультраосновного и основного состава, они несут информацию о процессах зарождения и эволюции мантийных магм. С другой стороны, они входят в состав литосферы современных складчатых областей и рассматриваются как реликты коры палеоокеанических бассейнов, или комплексов древних зон конвергенции (Пейве, 1974; Колман, 1979; Савельева, 1987; Книппер и др., 2001 и др.). В этом качестве офиолиты имеют важное значение для понимания и реконструкции палеогеодинамики и тектонической эволюции палеобассейнов и формирования складчатых сооружений.

Офиолиты широко распространены на северо-востоке Азии в пределах Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей. При этом офиолитовые комплексы Корякско-Камчатской складчатой области изучены достаточно хорошо. Различные детали их строения и геодинамики освещены в многочисленных публикациях (Александров, 1980; Очерки тектоники...1982; Пейве, 1984; Паланджан, 1992; Соколов, 1992, 1996; Ганелин, Пейве, 2001; Sokolov et al., 2002; Ханчук и др., 1990, 1992; и др.). В противоположность этому офиолитовые комплексы Верхояно-Чукотской складчатой системы изучены значительно хуже, что приводит к появлению целого ряда палеогеодинамических и тектонических проблем.

Одной из таких проблем является тектоническая природа Южно-Ануйской сутуры (ЮАС), которая имеет очень разнообразные и зачастую противоречивые трактовки. Большинство исследователей ЮАС рассматривается в качестве коллизионной структуры, образовавшейся в результате закрытия позднемезозойского океанического бассейна (Сеславинский, 1979; Натальин, 1984; Парфенов, 1984; и др.) В тесной пространственной ассоциации с мезозойскими комплексами ЮАС находятся офиолиты представленные крупными Алучинским и Громадненско-Вургувеевским массивами. Данные об их возрасте, особенностях внутреннего строения и состава, долгое время отсутствовали, что, в свою очередь, не позволяло установить геодинамические обстановки формирования офиолитов, производить корреляцию пространственно разобщенных массивов между собой, и с ассоциирующими с ними вулканитами. Остаются дискуссионными вопросы о положение южной границы ЮАС, а также вопросы о времени заложения, длительности существования и природе конвергентных границ океанического бассейна, в котором были сформированны офиолиты. Некоторые исследователи (Гедько и др., 1991; Лычагин и др., 1991) включают Алучинские и Громадненско-Вургувеевские офиолиты в состав комплексов ЮАС. При этом, если

возраст офиолитов окажется палеозойским, то и время формирования всей структуры ЮАС окажется более ранним, чем это принято считать.

Из вышесказанного вытекают **цель и задачи работы**. Цель работы состояла в выяснение возраста и особенностей эволюции океанического бассейна, в котором могли сформироваться Алучинский и Громадненско-Вургувеевский офиолитовые комплексы.

Задачи работы включали:

1. Выяснение тектонической позиции офиолитов и особенностей внутреннего строения.
2. Определение возраста плутонических и вулканогенных составляющих офиолитов.
3. Определение петрографического и вещественного состава пород реститового, ниже- и верхнекорового комплексов офиолитов.
4. Определение геодинамических обстановок и построение тектоно-магматической схемы формирования офиолитов.

Научная новизна

1. Впервые установлено, что внутренняя структура Алучинского массива представляет собой систему тектонических пластин, сложенных серпентинитовыми меланжами с блоками пород офиолитовой ассоциации.
2. Изотопными методами определен возраст ниже- и верхнекоровых комплексов Алучинских и Громадненско-Вургувеевских офиолитов.
3. Получены детальные комплексные данные по вещественному составу всех членов офиолитовых ассоциаций. На основании этого для Алучинского массива выделено три типа реститовых ультрабазитов, две серии кумулятивных пород в составе нижнекорового комплекса, две дайковые серии в составе верхнекорового комплекса.
4. Впервые установлены и обоснованы геодинамические обстановки формирования офиолитов.

Фактический материал и методы исследований.

В основу работы положен фактический материал, собранный автором в процессе полевых работ в период с 1999 по 2004 г. на территории западной Чукотки в бассейнах рек Большой и Малый Анюй. Полевые исследования включали геологическое картирование, отбор проб для петрографических, геохронологических и геохимических исследований. Было описано 360 петрографических шлифов. Обработано 108 силикатных анализов и 50 анализов на содержание элементов-примесей в валовых пробах. Проведено 189 микронзондовых анализов для определения концентраций главных элементов в минеральных фазах. В валовых пробах определение главных элементов производилось методом рентгенофлуоресцентного анализа в лаборатории ГЕОХИ РАН (аналитик И.А. Рощина), а также классическим методом мокрой химии в лаборатории ГИН РАН (зав. лаб. С.М. Ляпунов). Определение элементов-примесей в валовых пробах производилось методом ионно-связанной плазмы (ISP-MS) в

лаборатории ИМГРЭ РАН (аналитик Д. З. Журавлев). Микронзондовые анализы проводились в ГЕОХИ РАН на микронзонде фирмы САМЕВАХ в ГЕОХИ РАН (аналитик Н.Н. Кононкова).

Изотопные геохронологические исследования производились методом Ar-Ar датирования в университете г. Фэрбенкс (Аляска, США) и в университете г. Стэнфорд (США) на масс-спектрометре VG-3600, а также в ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск на масс-спектрометре МИ-1201. Датирование методом U-Pb SHRIMP было проведено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на масс-спектрометре SHRIMP-II.

Защищаемые положения

1. Установлено что плутонические и гипабиссальные комплексы Алучинских и Громадненско-Вургувеевских офиолитов были сформированы в позднепалеозойское и раннемезозойское время и являются элементами структуры Яракваамского террейна.
2. Плутонический комплекс Алучинского массива включающий в себя реститовые перидотиты и нижнекоровые (расслоенные) ультраосновные и основные породы был сформирован в надсубдукционной геодинамической обстановке.
3. Верхнекоровый комплекс Алучинского массива включающий две дайковые серии, сформирован в обстановке задугового бассейна.
4. Плутонический комплекс Громадненско-Вургувеевского массива, включающий в себя лейкократовые габбро-нориты и оливинсодержащие кумулятивные породы, сформирован из расплавов надсубдукционного генезиса на ранней стадии развития энсиматической островной дуги.
5. Алучинские и Громадненско-Вургувеевские офиолиты обнаруживают тесную пространственную и временную связь с палеозойскими и раннемезозойскими островодужными комплексами Яракваамского террейна, вместе с которыми формировались в обстановке конвергентной границы между Сибирским континентом и Протоарктическим океаном. В тектонической эволюции конвергентной границы выявлены важные рубежи: ранний карбон, поздний триас и поздняя юра.

Практическая значимость

Полученные фактические данные имеют большое значение для региональных геодинамических реконструкций. Они могут быть использованы при средне- и крупномасштабном геологическом картировании и поисковых работах на хромиты и

благороднометальное оруденение, связанное с офиолитами. Кроме этого полученные результаты могут быть использованы при исследовании малоизученного Уямкандинского базит-ультрабазитового массива в связи с его потенциальной платиноносностью.

Апробация работы

Основные положения диссертационной работы докладывались на VII международной конференции по тектонике плит им. П.Л. Зоненшайна (Москва, 2001), на Всероссийском тектоническом совещании (Москва, 2003, 2004, 2006, 2009, 2010), на XII собрании Северо-Восточного отделения ВМО (Магадан, 2003), на XVII научных чтениях памяти проф. И.Ф. Трусовой (Москва, 2008), на III международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения» (Екатеринбург, 2009), на международных конференциях Geoscience (2000) и AGU (2000), на российско-японском симпозиуме «Japanese – Russian Ophiolite Symposium, 4 Mar 2006. ORI-UT. Tokyo», и «Northern Pacific-Rim Ophiolites and their Ocean-Floor Analogues» (Centre for Northeast Asian Studies, Tohoku University, 2011), на тектоническом коллоквиуме ГИН РАН.

Публикации

По теме диссертации опубликовано более 30 работ. Из них 12 статей, остальные тезисы и материалы конференций.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, четырех глав и заключения, изложенных на 172 страницах. Она содержит 79 рисунков и 15 таблиц. Список литературы включает 114 наименований.

Благодарности

Автор считает своим долгом выразить глубокую признательность научному руководителю, заведующему лабораторией Тектоники океанов и приокеанических зон Сергею Дмитриевичу Соколову за постоянную поддержку, подпитку идеями и титаническое терпение, без которых работа над диссертацией, возможно, никогда бы не была завершена.

Под руководством Сергея Александровича Силантьева автор осваивал геохимические методы исследований. Также под его руководством был написан ряд статей, которые легли в основу настоящей работы. Автор выражает глубокую благодарность Сергею Александровичу за методичность, основательность и постоянную готовность помочь.

Автор искренне признателен Галине Николаевне Савельевой за труд прочтения всего текста работы, обсуждение, конструктивную критику и замечания, которые позволили значительно улучшить диссертацию.

На долю автора выпало большое профессиональное счастье работать в одном институте с корифеями геологии северо-востока Азии Ганелиным В.Г., Некрасовым Г.Е., Паланджаном С.А., которым хочется выразить благодарность за постоянные беседы и консультации по теме диссертации и не только.

Неоценимую помощь во время написания работы оказали Г.В. Леднева и Б.А. Базылев. Хочу выразить им глубокую благодарность за систематические консультации и дружескую поддержку.

Яркий след в жизни автора оставило общение с геологами Анюйского Горно-Геологического предприятия (г. Билибино) В.А. Шеховцовым, С.П. Готовым, О.А. Фурман, В. В. Мартинсом совместно с которыми проходили полевые работы на западной Чукотке.

Работа над диссертацией длилась долгое время в течение, которого автору посчастливилось общаться и испытать теплое сердечное отношение коллег многие, из которых стали друзьями. Многие, к несчастью, безвременно ушли. Пользуясь, случаем хочу выразить глубокую благодарность Аристову В.А., Бондаренко Г.Е., Ватрушкиной Е.В., Дегтяреву К.Е., Диденко А.Н., Ишиватару А., Каткову С.М., Кравченко-Бережному Р.А., Кудрявцеву Д. И., Кузмичеву А.Б., Кузнецову Н.Б., Кулешову В.Н., Куренкову С.А., Леонову М.Г., Лучицкой М.В., Моисееву А.В, Морозову О.Л., Оксману В.С., Осипенко А.Б., Пейве А.А., Подгорному И.И., Разницыну Ю.Н., Руженцеву С.В., Рыбораку М.В., Рязанцеву А.В., Сабельниковой А.А., Савельеву А.А., Симонову В.А., Сколотневу С.Г., Тучковой М.И., Федорчуку А.В., Федотовой А.А., Хаину Е.В., Хисамутдиновой А.Э. и многим другим.

Особую благодарность хочу выразить своим родным за терпение и поддержку.

ГЛАВА 1

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

1.1. РЕГИОНАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Территория Западной Чукотки расположена на Северо-Востоке Азиатского континента. Геологические структуры, составляющие литосферу этого региона, являются частью Тихоокеанского складчатого пояса и включают в себя Верхояно-Чукотскую коллизионную и Корякско-Камчатскую аккреционную складчатые области (рис.1.1), разделенные Охотско-Чукотским вулканическим поясом (Парфенов, 1984; Богданов 1992; Соколов, 1992; и др.). Структуры Верхояно-Чукотской складчатой области традиционно выделяются под общим названием – мезозоиды Северо-Востока Азии и включают в себя две складчатые системы: Верхояно-Колымскую и Анюйско-Чукотскую, которые последовательно сменяют друг друга в северо-восточном направлении от края Сибирского континента и разделяются Южно-Анюйской сутурой (ЮАС). Крайним западным элементом *Верхояно-Колымской складчатой системы* является Верхоянская складчато-надвиговая зона, комплексы которой представлены мощными терригенными толщами среднего палеозоя - раннего мезозоя, которые накапливались на континентальном склоне Сибирского континента. С северо-востока к Верхоянской зоне примыкает структура образованная коллажем террейнов и получившая название – Колымская петля или Колымо-Омолонский супертеррейн (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1993; Парфенов, 2001; Соколов и др., 1997) (рис. 1.2). Колымскую петлю составляют разновозрастные террейны, различной геодинамической природы, амальгамированные в единую структуру и перекрывающие их постамальгамационные образования (Парфенов, 1993, Соколов и др.,1997). В восточной части Колымской петли располагается Алазейско-Олойская, складчатая зона (АОЗ), в составе которой выделяется несколько островодужных террейнов. АОЗ граничит с Южно-Анюйской сутурой, которая, далее на северо-восток, сменяется комплексами пород Анюйско-Чукотской складчатой системы. Алазейско-Олойская зона и Южно-Анюйская сутура, являются вмещающими структурами для рассматриваемых в работе офиолитовых комплексов, поэтому их детальное геологическое описание будет приведено ниже.

В составе *Анюйско-Чукотской складчатой системы* выделяются террейны: Котельный, Западной и Восточной Чукотки. В пределах изучаемой территории вскрываются комплексы террейна Западной Чукотки возрастного диапазона от раннего девона до раннего мела (Бондаренко, 2004). Наибольшим распространением пользуются

терригенные отложения различного состава и генезиса. В подчиненном количестве встречаются вулканогенные и карбонатные комплексы. В отдельных структурах террейна палеозойско-мезозойские комплексы прорваны меловыми гранитоидами (Бондаренко, Лучицкая, 2002), а также силлами и дайками субщелочных диабазов раннего триаса.

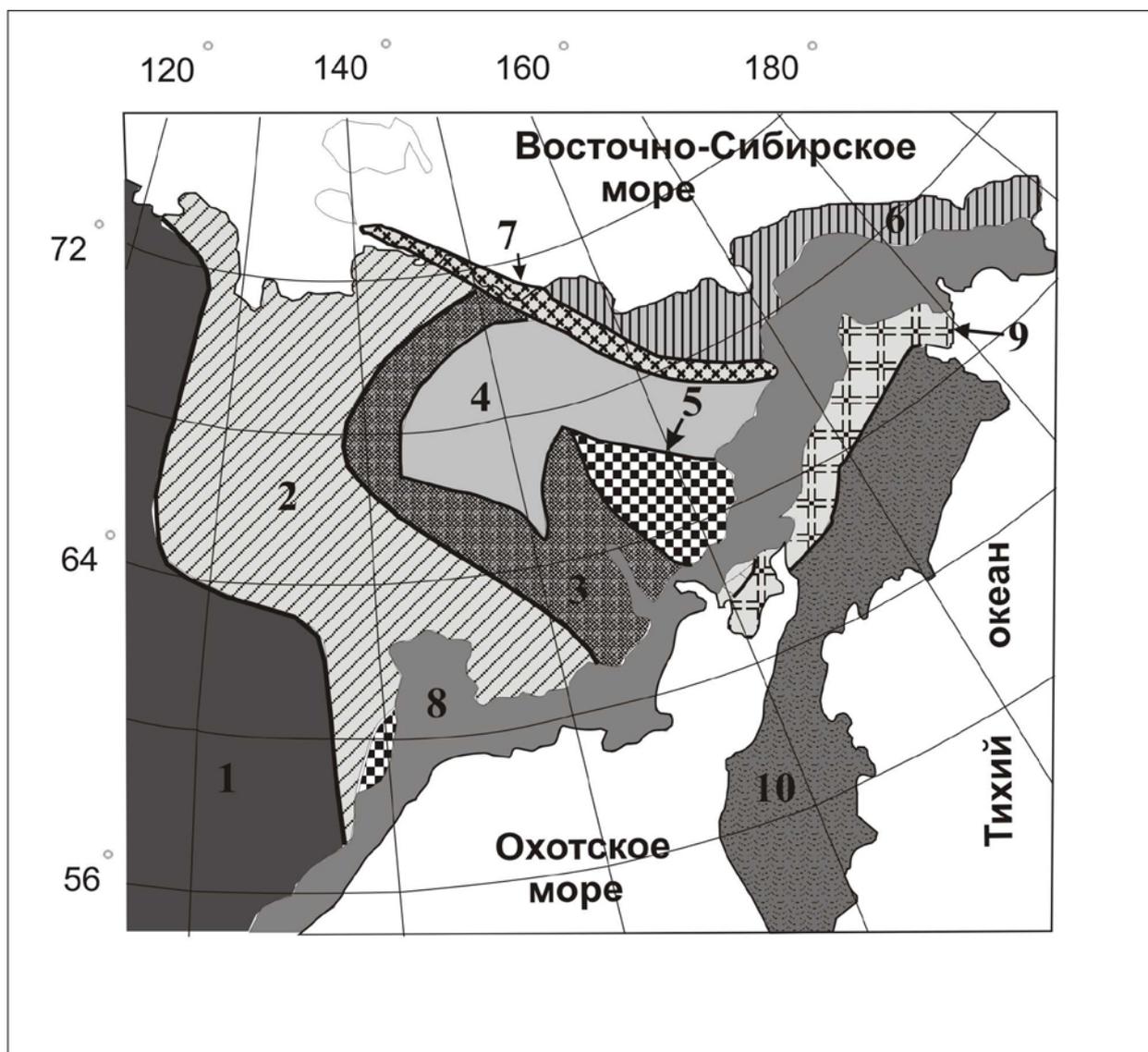
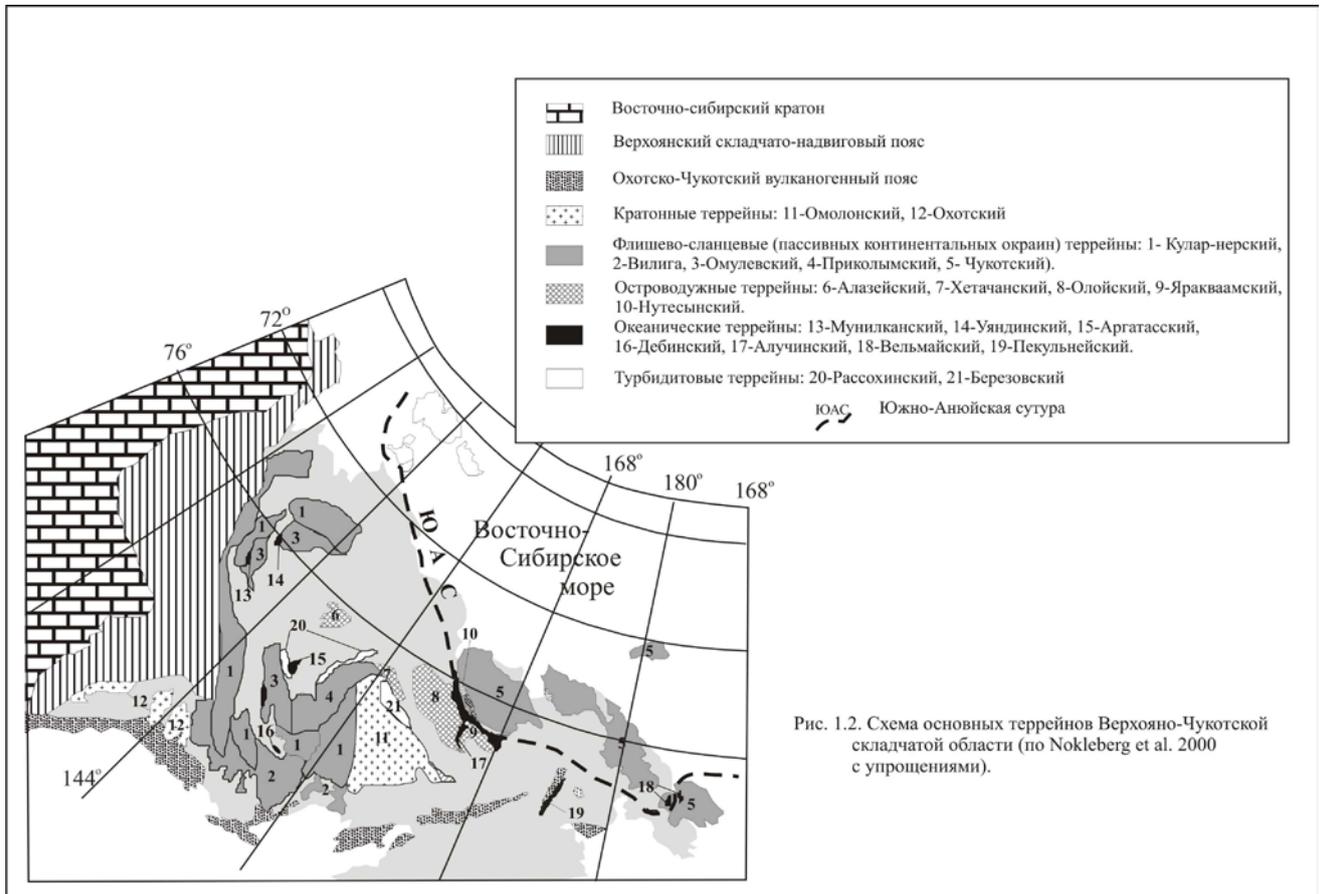


Рис.1.1. Тектоническая схема северо-востока Азии (Соколов и др., 1999)

1- Сибирский кратон, 2 - структуры пассивной окраины Сибирского кратона (Верхоянский комплекс), 3 - 7 - Верхояно-Чукотская складчатая область: 3 - структура Колымской петли (палеозойско-мезозойские отложения), 4 - Алазейско-Олойская складчатая зона, 5 - Омолонский массив, 6 - Анюйско-Чукотская складчатая система, 7 - Южно-Анюйская сутура, 8 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 9 - Западно-Корякская складчатая система, 10 - Корякско-Камчатская складчатая область.

1.2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Рассматриваемые в работе офиолитовые комплексы расположены на границе Яраквамского террейна Алазейско-Олойской складчатой зоны и Южно-Аньюйской сутуры (рис. 1.3).



1.2.1. Алазейско-Олойская складчатая зона

Согласно наиболее поздним обобщениям (Парфенов, 2001; Бондаренко, 2004; Sokolov et al, 2002, Соколов, 2010, и др.; Геодинамика., 2006) в составе Алазейско-Олойской складчатой зоны выделяются Алазейский, Олойский и Яракваамский террейны, сложенные островодужными вулканогенно-осадочными и терригенными толщами с прослоями карбонатных отложений (рис. 1.2).

Алазейский субтеррейн расположен в центральной части Колымской петли. Плохая обнаженность его пород является причиной того, что существуют различные схемы их стратиграфического расчленения. Субтеррейн сложен преимущественно вулканогенно-обломочными породами каменноугольно-раннепермского возраста, с горизонтами туфов среднего, основного и кислого состава, чередующихся с

конгломератами, гравелитами, песчаниками. Также присутствуют отдельные покровы базальтов, андезито-базальтов и

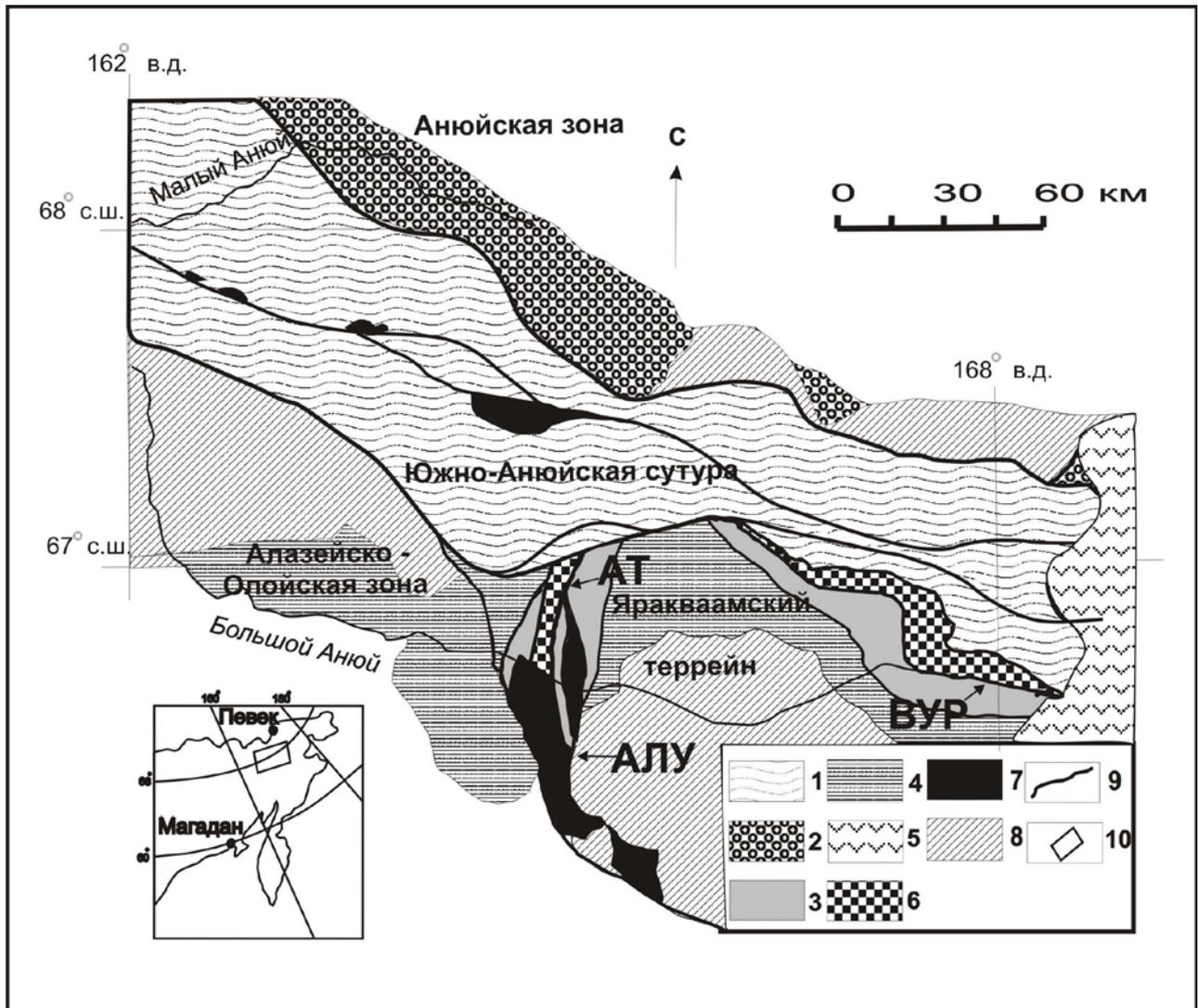


Рис. 1.3. Схема основных структурных элементов Южно-Ануйской сутуры и ее обрамления по (Sokolov et al., 2002) с изменениями.
 1- мезозойские вулканогенно-терригенные комплексы Южно-Ануйской сутуры; 2 – триасовые турбидиты Ануйской зоны Ануйско – Чукотской складчатой системы; 3-4 – Верхояно-Колымская складчатая система: 3 – позднепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения Алазейско-Олойской зоны; 4 – мезозойские вулканогенно – терригенные отложения Алазейско-Олойской зоны; 5 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 6, 7 – ультрабазит-базитовые массивы (6 - с преобладанием базитов, 7 – с преобладанием ультрабазитов); 8 – меловые наложенные вулканогенно-осадочные комплексы; 9 – разломы.
 АТ – Атамановский массив, ВУР – Громадненско-Вургувеемский массив, АЛУ – Алучинский массив. На врезке показан район работ.

кислых пород, океанические и островодужные метабазальты, ассоциирующие с глаукофановыми сланцами, а также терригенные комплексы представленные чередованием граувакковых песчаников и туфогенных аргиллитов (рис. 1.4). Интрузивные образования представлены габбро-диоритами и офиолитовыми плагиогранитами (Парфенов, 2001). Наблюдаются стратиграфические перерывы, приуроченные к основанию среднего карбона, нижней и верхней перми. Выше с

несогласием залегают поздне триасовые – раннеюрские образования вулканотерригенные образования с горизонтами туфов пестрого состава. Фаунистические остатки палеозойского и мезозойского возраста имеют бореальный облик характерный для органических остатков Верхояно-Колымской складчатой области (Бондаренко, 2004).

Средне – верхнеюрские отложения залегают с несогласием и представлены мелководными морскими фациями. Вулканогенные отложения интерпретируются как образовавшиеся в обстановке вулканической островной дуги, а терригенные – как фрагмент ее аккреционного клина. (Парфенов, 2001).

Согласно данным (Оксман, 2001) в девоне-ранней юре Алазейская энсиматическая островная дуга отделялась от Омuleвского кратонного террейна задуговым океаническим бассейном. В средней юре произошло приращение дуги к Омuleвскому террейну.

Олойский террейн (рис. 1.4) сменяет Алазейский в восточном направлении. В его составе выделяются несколько толщ. Нижняя, средне-позднедевонского возраста, сложена риолитами, кислыми туфами, потоками зеленокаменных базальтов с прослоями терригенно-карбонатных пород. Согласно данным (Натапов, Шульнина. 1991; Парфенов и др. 2001) породы были образованы в условиях энсиматической островной дуги. Выше с размывом залегает толща терригенных пород среднекаменноугольного возраста, которые с размывом перекрываются ранне - позднепермскими терригенными отложениями – продуктами размыва островодужных построек (Парфенов и др., 2001).

В составе Олойского террейна выделяется Хетачанский субтеррейн, который сложен терригенно-вулканогенными образованиями позднего триаса – ранней юры, образовавшихся в условиях энсиматической островной дуги (Натапов, Шульнина. 1991; Парфенов и др. 2001).

Яракваамский террейн расположен к востоку от Олойского террейна и к югу от Южно-Аньюйской сутуры (рис. 1.5). С востока Яракваамский террейн перекрыт отложениями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Его границу с соседними структурами маркируют два крупных офиолитовых комплекса. Один из них - Громадненско-Вургувеевский перидотит-габбровый массив, расположен в северо-восточной части на границе с ЮАС. Другой - Алучинский габбро-перидотитовый комплекс, расположен в западной части в зоне сочленения Олойского и Яракваамского террейнов и ЮАС.

Основная часть Яракваамского террейна (рис. 1.5) сложена многокилометровым разрезом мелководно-морских и субконтинентальных вулканогенно-осадочных образований позднепалеозойско-мезозойского возраста. Среднекаменноугольный

комплекс слагает обособленные блоки среди интрузивных пород Громадненско-Вургувеевского массива (Бондаренко, 2004) и представлен отложениями двух толщ (Шеховцов, Глотов, 2000). Великинская толща сложена переслаивающимися лавами, лавобрекчиями, туфами базальтов,

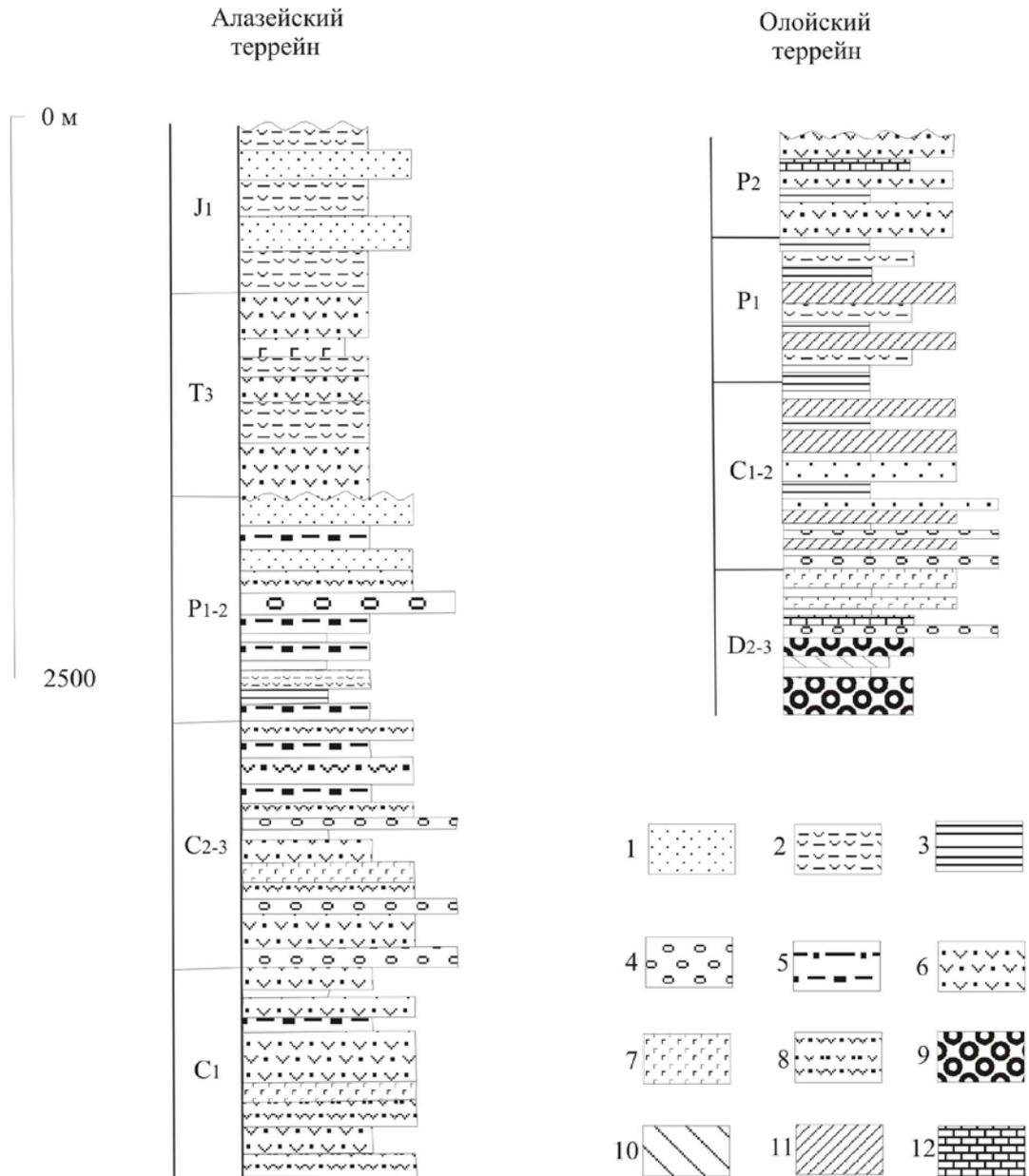


Рис. 1.4. Стратиграфическая колонка Алазейского и Олойского островодужных террейнов (Тектоника, геодинамика..., 2001).

1 – песчаники; 2-туфоалевролиты; 3- аргиллиты; 4-конгломераты; 5-алевролиты; 6-туфы андезитов; 7-базальты; 8-туфопесчаники; 9-туфы риолитов, дацитов; 10-риолиты, дациты; 11-кремнистые породы; 12-известняки.

Яракваамский субтеррейн



Рис. 1.5. Стратиграфическая колонка Яракваамского островодужного террейна (Бондаренко, 2004).

андезибазальтов, реже андезитов. В верхней части присутствуют туфы и лавы кислого состава. В яракваамской толще, перекрывающей великинскую, увеличивается количество кислых вулканитов с преобладанием пирокластики.

Отложения позднекаменноугольного-пермского возраста распространены вдоль юго-западной границы Вургувеемского массива (Бондаренко, 2004), где несогласно

залегают на породах Яракваамской толщи. Эти отложения выделены в истоковскую свиту (Шеховцов, Глотов, 2000). В ее составе преобладают терригенные породы с подчиненным количеством туфов кислых пород и реже андезитов. Присутствуют прослойки песчанистых известняков. Породы содержат силлы и дайки андезитов, андезибазальтов, плагиориодацитов. Описанные три толщи ранее рассматривались в качестве аналога кедонской серии девонского возраста Омолонского террейна (Тильман, 1973). Более поздние фаунистические находки свидетельствуют о позднепалеозойских возрастах (Шеховцов, Глотов, 2000). Общая мощность позднепалеозойских отложений составляет 1800 - 2400 м. Вулканиты всех трех толщ характеризуются сходными особенностями вещественного состава, который свидетельствует о формировании в обстановке энсиалической островной дуги (Шеховцов, Глотов, 2000).

Отложения мезозоя с несогласием залегают на палеозойских комплексах. В основании наблюдается прослойка туфоконгломератов с галькой пород типичных для нижележащих палеозойских образований (в том числе с галькой ультрабазитов и габброидов). Отложения триаса выделены в составе двух толщ – среднетриасовой (галечниковая свита), и поздне триасовой (вургувеевская и привальнинская свиты). Толщи сложены туфотерригенными отложениями, содержащими обширный комплекс органических остатков. Общая мощность – 710-800 м (Шеховцов, Глотов, 2000). На верхнетриасовых отложениях с постепенным переходом залегает раннеюрская подтолща. Она представлена граувакками, алевролитами с прослоями полимиктовых песчаников, туфопесчаников и конгломератов (звонкинская свита, 210 - 530 м.) (Шеховцов, Глотов, 2000; Бондаренко, 2004).

Триасово-раннеюрские отложения со стратиграфическим несогласием перекрываются ранне-среднеюрским комплексом, в составе которого выделяются три свиты, имеющие существенно терригенный (граувакковый) состав: нижняя – койгувеевская свита, средняя (лосихинская), верхняя (каркаснинская). В основании разреза присутствует пачка конгломератов, а в верхних частях прослойки туфогенных пород и туфов среднего состава (Шеховцов, Глотов, 2000; Бондаренко, 2004).

В позднеюрский комплекс (шеховская толща – 400 м) выделены локально распространенные в восточной части Яракваамского террейна терригенные отложения (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты) несогласно залегающие на отложениях ранне-среднеюрского комплекса и содержащие фаунистические остатки *Buchia*

Следующий, позднеюрско-раннемеловой комплекс распространен на юго-востоке Яракваамского террейна (Вукваамская впадина) и представлен субаэральными эффузивами кислого, среднего и основного состава с прослоями туфотерригенных

отложений. Вулканиды имеют известково-щелочной характер, что позволяет рассматривать эти отложения, как сформированные в обстановке энсиалической островной дуги (Шеховцов, Глотов, 2000).

Раннемеловой комплекс представлен несколькими толщами. Валунинская толща – с постепенным переходом надстраивает разрез титона. Состав терригенный с прослоями туфогенных разностей, накопившихся в мелководно – морских условиях. Органические остатки представлены находками *Buchia*.

Айнахкургинская свита апт-раннеальбского возраста (1500-2750 м) представлена терригенными отложениями, распространенными в центральной части Яракваамского террейна, и слагает нижнюю часть Айнахкургинской наложенной впадины. Контакт с нижележащими образованиями несогласный, маркируемый базальными конгломератами. Отложения накапливались в лагунно-континентальной и прибрежно-морской обстановке (Шеховцов, Глотов, 2000).

Чимчемельская свита (1500-1600 м) представлена угленосными континентальными отложениями альбского возраста.

В центральной части Айнахкургинской депрессии залегает комплекс континентальных эффузивов (1300-1900 м) позднеальбского возраста. Вулканиды комплекса сопоставляются с эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Шеховцов, Глотов, 2000).

Также в Айнахкургинской депрессии присутствует комплекс континентальных эффузивов позднемелового возраста (250-720 м), который представлен лавами и туфами риолитов, базальтов и подчиненным количеством андезитов.

Таким образом, в террейнах выделяемых в составе Алазейско-Олойской складчатой зоны вскрываются островодужные комплексы позднепалеозойского-раннемелового возраста. Островодужная природа террейнов Алазейско-Олойской складчатой зоны свидетельствует, о существовании в позднем палеозое – раннем мезозое конвергентной границы между Азиатским континентом и Южно-Аньюским океаническим бассейном.

1.2.2. Южно-Аньюйская сутура

Впервые в качестве коллизионного шва ЮАС была выделена К.Б. Сеславинским (Сеславинский, 1970) и продолжает рассматриваться в этом качестве большинством современных исследователей. Южно-Аньюйская сутура (ЮАС) расположена на границе Новосибирско-Чукотской и Верхояно-Колымской складчатых систем (рис. 1.1). По геофизическим данным ее образования протягиваются до моря Лаптевых и вскрываются на острове Б. Ляховский. На востоке ее перекрывают структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Геодинамическая природа ЮАС имела различные трактовки. Она рассматривалась как позднемезозойская эвгеосинклиналь (Натальин, 1984). В других работах ЮАС трактовалась как шовная зона, маркирующая собой след позднемезозойского океанического бассейна (Южно-Аньюйский океан), который разделял либо Северо-Азиатский и Североамериканский континенты и представлял собой залив Мезопацифики (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов, 1984), либо Северо-Азиатский и гипотетический Гиперборейский континенты (Сеславинский, 1979). В наиболее ранних работах предполагалось, что Южно-Аньюйский океан имел рифтогенную природу (Радзивил, 1975, Тектоника континентальных окраин, 1980), о чем свидетельствовали локальные выходы пород позднего палеозоя - раннего мезозоя, которые рассматривались как выступы фундамента среди позднемезозойских комплексов ЮАС.

Наиболее обнаженной является восточная часть ЮАС в междуречье рек Большой и Малый Анюй (рис. 1.3). Здесь общая последовательность региональных структур с юга на север выглядит следующим образом. Вулканогенно-терригенные комплексы ЮАС сменяют в северном направлении комплексы Яракваамского террейна. Граница между ними маркируется крупными офиолитовыми комплексами: Алучинским – в западной части границы, и Громадненско-Вургувеевским – в северо-восточной части. Слагающие Южно-Аньюйскую сутуру комплексы образуют сложную систему аллохтонных пластин преимущественно северной вергентности, которые на севере тектонически перекрывают террейн Западной Чукотки, выделяемый в составе Новосибирско-Чукотской складчатой системы (Соколов и др., 2001; Бондаренко, 2004).

Согласно наиболее поздним исследованиям ЮАС имеет покровно-складчатую структуру, элементы которой наиболее ярко выражены в Полярнинском и Пенвельвеевском сегментах (Соколов и др., 2001). Расположенный между ними Стадухинский сегмент сложен преимущественно пакетом субвертикальных тектонических чешуй. Именно в этом сегменте были выделены основные литологические комплексы Южно-Аньюйской сутуры, которые в различных

структурных комбинациях идентифицируются в покровах Полярнинского и Пенвельвеемского секторов (Тектоника континентальных окраин, 1980; Натальин, 1984; Sokolov et al, 2002, 2009). Ниже приводится их краткая характеристика.

В *Стадухинском сегменте* (рис. 1.6) севернее и структурно ниже комплексов Громадненско-Вургувеемского массива расположены круто падающие на север пластины выполненные породами южно-гремучинского комплекса. Комплекс состоит из пиллоу-базальтов, в отдельных случаях с прослоями кремнистых и карбонатных пород, диабазов, красных и пестрых кремней. Вещественные характеристики вулканитов близки к характеристикам базальтов СОХ или задуговых бассейнов. Выделенный из кремней комплекс радиоларий имеет байос - киммериджский возраст (Бондаренко, 2004; Соколов и др., 2010; Sokolov et al., 2002, 2009).

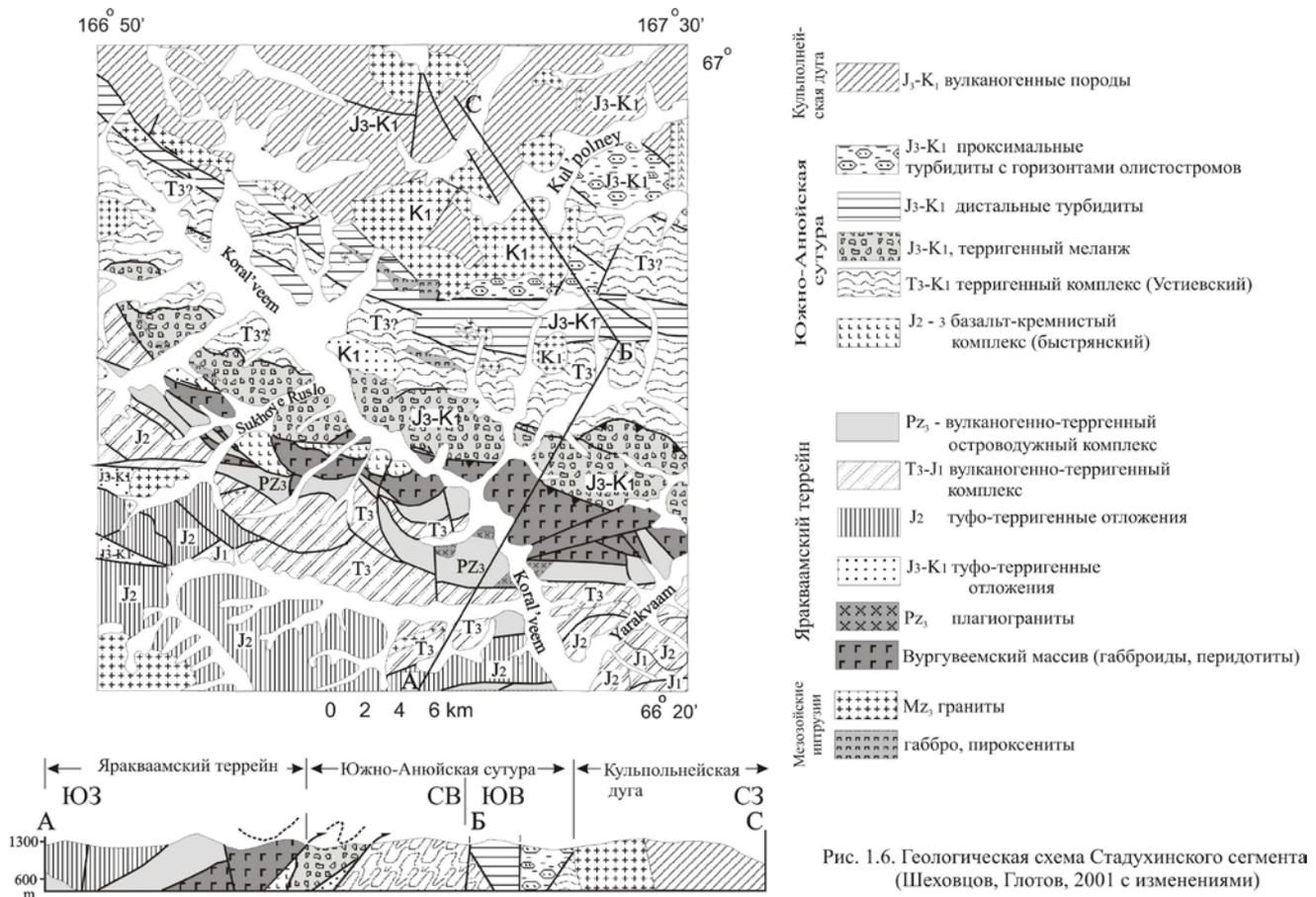


Рис. 1.6. Геологическая схема Стадухинского сегмента (Шеховцов, Глотов, 2001 с изменениями)

Непосредственно севернее расположены пластины сложенные терригенным аккреционным меланжем. Матрикс меланжа представлен терригенно-туфогенными в различной степени тектонизированными породами, в котором заключены глыбы различных размеров базальтов, андезитов, кремнистых и терригенных пород, а также габброидов и плагиогранитов сходными с породами Громадненско-Вургувеемского массива. Вулканиты представлены базальтами типа СОХ, схожими с базальтами южно-гремучинского комплекса, а также низкотитанистыми, высокоглиноземистыми разновидностями – островодужного типа (Бондаренко, 2004; Соколов и др., 2010).

Породы, включенные в матрикс несут следы многочисленных и разнообразных деформаций и —рассматриваются как тектонизированный олистостром (Бондаренко, 2004). Комплекс фауны обнаруженной в терригенных породах свидетельствует об оксфорд-титонском и берриас-валанжинском возрастах (Радзивилл, 1964; Радзивилл, Радзивилл, 1975; Шеховцов, Глотов, 2001). В терригенном матриксе меланжа присутствуют литологически сходные породы, что позволяет предполагать его позднеюрский-раннемеловой возраст (Sokolov et al, 2002).

Следующий к северу комплекс, вскрывается в прерывистых по простиранию пластинах. Он представлен чередованием пачек терригенного флиша и глинистых сланцев, с прослоями известковистых песчаников и карбонатно-сульфидных конкреций (Устиевский комплекс). Предполагается, что эти образования представляют собой параавтохтон – выходы осадочного чехла Чукотского микроконтинента. Литологическое сходство с триасовыми отложениями Анюйско-Чукотского складчатого пояса, а также редкие находки раковин *Monotis*, *Otapiria* и конодонтов явились основанием для отнесения этих отложений к норийскому ярусу верхнего триаса (Шеховцов, Глотов, 2001; Sokolov, et al, 2002, 2009).

Еще севернее крутозалегающие пластины сложены терригенным флишем с пачками высокотитанистых субщелочных пиллоу-базальтов и пикрито-базальтов (Теньвельский комплекс, Бондаренко, 2004). В обломочном материале терригенных пород присутствует кислая пирокластика. Геохимические данные свидетельствуют о формировании пикритов в обстановке рифтинга над зоной субдукции (Sokolov et al., 2002). Севернее разрез меняет свой вид: в нем появляются фрагменты разреза турбидитового типа. Увеличивается количество обломков вулканогенного материала, появляются пачки обломочных гравитационных потоков, горизонты олистостромов с олистолитами (Sokolov et al, 2002). Фаунистические остатки в терригенных породах имеют волжский возраст (Глотов и др., 1995).

Далее к северу, в Стадухинском сегменте, комплексы ЮАС сменяются отложениями Кульполнейской островной дуги, которые представлены различными эффузивами – Кораньвеемский комплекс (Бондаренко, 2004). Среди них присутствуют пиллоу-лавы, массивные миндалекаменные базальты, андезидациты, а также их субвулканические и пирокластические разности. Присутствуют прослои туфов, туфосилицитов и кремнисто-глинистых пород. Вулканисты имеют известково-щелочную и субщелочную тенденции, что характерно для островодужной обстановки. Они стратиграфически наращивают турбидиты. Предполагается возможность фациальных переходов между вулканитами и турбидитами, что позволяет рассматривать возраст вулканитов как раннемеловой (Sokolov et al, 2002). Выше расположен комплекс субконтинентальных эффузивов средне-кислого состава и туфотерригенных пород

возраст, которых не определен. Они рассматриваются либо как часть описанного позднеюрско-раннемелового островодужного разреза (Глотов и др., 1995), либо как часть наложенной Нутесынской депрессии мел-палеогенового возраста (Шеховцов, 1991). В качестве фундамента Кульпольнейской дуги большинство исследователей рассматривает край Чукотского микроконтинента (Натальин, 1984; Парфенов, 1984). Однако прямые взаимоотношения с терригенными породами чехла Чукотского террейна не были установлены. Кроме этого вдоль границы Кульпольнейского комплекса и чехла Чукотского террейна присутствуют тектонические клинья нижнеюрских терригенных пород, состав которых отличается от отложений чехла Чукотского террейна (Соколов и др., 2010). Эти данные могут свидетельствовать об отсутствии структурной связи между Чукотским микроконтинентом и комплексами Кульпольнейской дуги (Sokolov et al, 2002).

Таким образом, анализ распространения породных комплексов в пределах Стадухинского сегмента ЮАС, позволяет установить в южной части наличие комплексов океанического бассейна. А в северной – латеральный ряд структур позднемезозойской энсиматической островной дуги. Ее вулканическая зона сменялась к югу предостроводужной частью представленной турбидитами теньвельского комплекса. Присутствие пикритов может свидетельствовать о локальных зонах растяжения в преддуговом бассейне. Комплексы терригенного меланжа интерпретируются как реликты аккреционной призмы, но принадлежность ее к Кульпольнейской дуге установить не удалось. Присутствие в меланже обломков пород Яракваамского террейна и Вургувеемских офиолитов, а также ряд структурных данных позволяют рассматривать эту призму как часть Вакваамской островной дуги, располагавшейся вдоль северного фронта Алазейско-Олойской складчатой системы (Sokolov et al., 2002).

Литологические комплексы, выделенные в Стадухинском сегменте Южно-Анюйской сутуры участвуют в строении покровных структур Полярнинского и Пенвельвеемского сегментов, в которых они ассоциируют с более древними породами позднего палеозоя и раннего мезозоя. В последние годы работами сотрудников ГИН РАН было обоснованно покровно-складчатое строение этих участков (Соколов и др., 2001; Бондаренко, 2004). Крупноамплитудные покровы имеют северную вергентность (рис. 1.7.). Они деформированы в асимметричные син - и антиформные складки. В антиформах обнажаются породы автохтона – триасовые турбидиты Чукотского террейна (автохтон). В синформах обнажаются позднепалеозойские комплексы представленные фрагментами офиолитов, и верхнепалеозойско – мезозойские вулканогенные и туфотерригенные образования (Соколов и др., 2001).

Согласно данным (Соколов и др., 2001; Бондаренко, 2004; Соколов и др., 2010 а) в северной части *Полярнинского покрова* нижнее структурное положение занимают базальт-кремнисто-карбонатные отложения сопоставляемые с южно-гремучинским комплексом. Выше залегают пластины субвулканических тел средне-кислого состава, с глыбами и валунами раннекаменноугольных известняков. Верхнее структурное положение занимает вулканогенно-осадочный комплекс, сопоставляемый с отложениями Кульполнейской дуги (подушечные, массивные, миндалекаменные базальты, андезиты, андезидациты, чередующиеся с граувакковыми и туфотерригенными отложениями). Контакт с нижележащими отложениями выражен зоной милонитизации и катаклаза, к которой приурочены тела серпентинизированных ультрабазитов, габброидов и зеленых сланцев. Аналогичное строение аллохтона наблюдается к юго-востоку в среднем течении р. Уямканда в районе развития базит-ультрабазитовых комплексов Уямкандинского массива (рис. 1.7б). Ранее эти комплексы рассматривались как позднеюрские офиолиты (Пинус, Стерлигова, 1973; Сурнин, Округин, 1989). Автохтон представлен триасовыми турбидитами Чукотского микроконтинента, которые вскрываются в тектонических окнах перед фронтом шарьяжных пластин. Породы деформированы в напряженные опрокинутые на север складки (Соколов и др., 2001; Бондаренко, 2004). Нижняя часть аллохтона сложена породами типичными для Стадухинского сегмента – южно-гремучинского комплекса. Структурно выше расположены вулканогенно-терригенные комплексы, сопоставляемые с Кульполнейской дугой.

В *Пенвельвеевском покрове* (рис. 1.7а) верхняя часть аллохтона представляет собой антиформу ядро, которой сложено поздне триасовыми, а крылья юрско-валанжинскими вулканогенно-терригенными образованиями. По данным геологосъемочных работ, наиболее древние триасовые отложения, коррелируются с островодужными разрезами Яракваамского террейна Алазейско-Олойской системы (Соколов и др., 2001; Бондаренко, 2004). Структурно ниже расположена пластина габброидов и плагиогранитов, сопоставляемых с палеозойскими плутоническими породами Громадненско-Вургувеевского массива. В основании аллохтона залегают породы, которые сопоставляются с южно-гремучинским базальт-кремнистым комплексом, выделенным в стадухинском сегменте (Бондаренко, 2004; Соколов, 2001).

Рис. 1.7. Схематические профили через: (а) Пенвельвеемское поднятие, (б) – Полярнинское поднятие (Соколов и др., 2001).

(а) - 1- 4: мезозойские туфотерригенные островодужные комплексы Олойской зоны (1- берриас-волонжина, 2-поздней юры, 3-ранней-средней юры с конгломератами в основании, 4-позднего триаса), 5- габброиды и плагиограниты, 6- базальт-кремнисто терригенные комплексы Южно-Аньюйской сутуры, 7-динамотермальные зеленые сланцы, 8- туфотерригенный комплекс, 9-вулканомиктовый флиш, 10-грубозернистые полимиктовые песчаники, 11-терригенные породы предположительно триас, 12-терригенный меланж, 13-разломы и направления перемещения по ним в плоскости рисунка, 14-предполагаемые замки складок – ШР-ранние покровы северной вергентности, РШ – надвиги южной вергентности связанные либо с ретрошарьированием, либо воздействием более поздних компрессионных сдвигов.

(б) – 1- вулканогенные и вулканогенно-терригенные комплексы Кульпольнейской дуги оксфорд-волжского возраста, 2 - нерасчлененные средне-позднеюрский базальт-кремнистый южногремученский комплекс и верхнеюрский-неокомовый туфотерригенный комплекс, (3-5 – офиолиты палеозойского возраста) 3 – нерасчлененные позднепалеозойские вулканогенные комплексы, 4 – габбро и диабазовые дайки, 5 – ультрабазиты и габбро, 6 – грубообломочные отложения готерив-баррема, 7 – триасовые турбидиты Аньюйской зоны Чукотского микроконтинента (автохтон), 8 – интрузивные базит-ультрабазиты повышенной щелочности, 9 – позднемеловые интрузии габбро-диорит-плагиогранитов, 10 – предполагаемые продолжения разломов, 11 – разломы и направления перемещения по ним в плоскости рисунка.

ГЛАВА 2

АЛУЧИНСКИЙ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

2.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Геологическое строение Алучинского комплекса

Алучинский офиолитовый комплекс локализован на границе Южно-Аньюской сутуры и Олойского и Яракваамского террейнов Алозейско-Олойской зоны. В современной структуре породы комплекса обнажаются на правом и левом берегах р. Бол. Анюй и простираются в меридиональном направлении на 100 км с севера на юг от нижнего течения р. Орловки до левобережья р. Теленеут (рис 2.1) На западе и востоке вмещающими отложениями являются позднеюрско – раннемеловые вулканогенно - терригенные толщи Алазейско-Олойской системы, а на севере Алучинский комплекс локализован среди позднепалеозойских вулканогенно - терригенных отложений (Орловкинский комплекс). Все границы с вмещающими отложениями являются тектоническими.

В составе Алучинского комплекса выделяются два крупных массива – собственно **Алучинский массив** и **Атамановский массив** – а также несколько небольших блоков ультраосновных пород на левом и правом берегах р. Теленеут. Дискуссионным представляется отнесение к Алучинскому комплексу пространственно ассоциирующей с ним средне-позднепалеозойской вулканогенной базальтоидной толщи (Лычагин, 1985).

Алучинский массив (рис. 2.2 а, б). Массив может быть разделен на несколько секторов. С севера на юг: 1 – выходы перидотитов на правом берегу Б.Анью (Правобережный сектор); 2 – выходы перидотитов на левом берегу Б.Анью, от побережья Б.Анью до р. Хивавчан (сектор р. Антипихи); 3 - выходы пород массива на промежутке между реками Хивавчан и Бургахчан (сектор г. Омчак); 4 – правый берег р. Бургахчан (сектор г. Трехгранная); 5 – выходы редких небольших блоков ультрабазитов на левом и правом берегах р. Теленеут (Теленеутский сектор). Наиболее детально были изучены правобережный сектор и сектор р. Антипиха.

Правобережный сектор (рис. 2.3а) представляет собой узкую (около 2 км шириной и 10 км по протяженности) полосу серпентинитового меланжа, в матрикс которого заключены небольшие глыбы ультраосновных пород: дунитов, гарцбургитов, пироксенитов, верлитов. Плагиоклазовые разности практически не встречаются. Количество глыб по отношению к матриксу составляет 20-30 %, линейные размеры глыб не превышают 0,5 м.

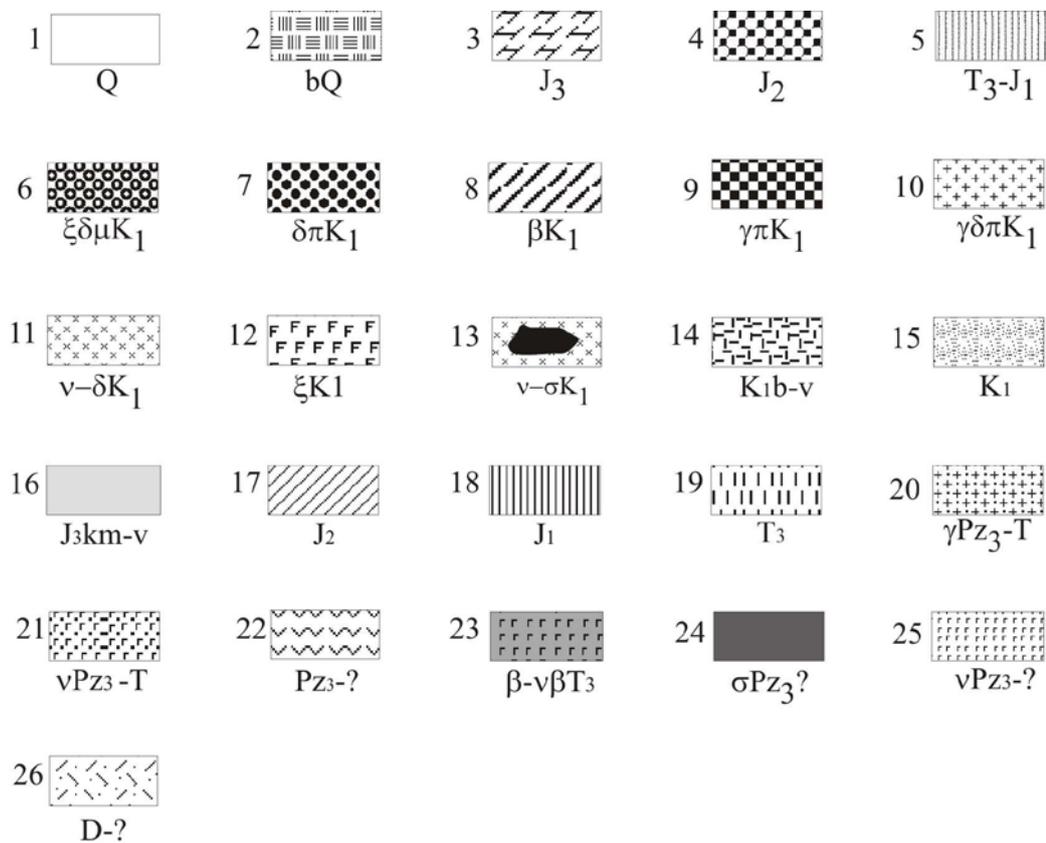


Рис. 2.1. Геологическая схема строения северо-западной части Яракваамского террейна.

(составил Морозов О.Л. с использованием фондовых материалов)

1-Четвертичные отложения, 2-четвертичные базальты;

3-5 – комплексы Южно-Анюйской сутурной зоны (ЮАС): 3-верхнеюрские полимиктовые терригенные и туфотерригенные отложения, 4-среднеюрские терригенные отложения: песчаники, алевролиты, аргиллиты, 5-позднетриасовые-раннеюрские (?) разнофациальные терригенные отложения;

6-13 – Комплексы Яракваамского террейна (Алазейско-Олойская складчатая система): 6-13 – Эгдэгкдычский раннемеловой комплекс - 6-субвулканические тела монцодиоритов, сиенитов, 7- субвулканические тела диоритовых порфиритов, 8-субвулканические тела диабазов, 9 – субвулканические тела гранит-порфиров, 10-гранодиорит-порфиры, 11-габброиды, габбродиориты, монцониты, 12-сиениты, 13-зональные интрузии габброидов, монцонитов, щелочных пироксенитов;

14-раннемеловые терригенные и туфотерригенные отложения: конгломераты, песчаники, алевролиты, 15-берриас-валанжинские вулканогенно-терригенные отложения: базальты, андезиты, дациты, риолиты, 16-киммеридж-волжские вулканогенно-терригенные отложения: базальты, андезиты, дациты их туфы, 17-среднеюрские терригенные и туфотерригенные отложения: песчаники, алевролиты, аргиллиты, 18-раннеюрские терригенные и туфотерригенные отложения: песчаники, алевролиты, аргиллиты, 19-позднетриасовые туфотерригенные отложения: туфы, туфопесчаники, 20-позднепалеозойские-триасовые(?) гранитоиды, 21-позднепалеозойские-триасовые(?) габброиды, 22-

позднепалеозойские(?) вулканогенно-осадочные отложения (Орловкинский комплекс): базальты, андезиты, дациты, риолиты, разнообразные туфы, терригенные породы, 23-25 – Алучинский офиолитовый комплекс: 23-

позднетриасовый комплекс базальтов, диабазов, габбро-диабазов (Атамановский массив), 24-25 – (Алучинский массив): 24- серпентиниты, дуниты, гарцбургиты, верлиты, пироксениты, 25- позднепалеозойские габброиды 26-девонские (?) вулканогенно-терригенные отложения: базальты, андезиты, дациты, риолиты, туфы разного состава

Сектор р. Антипи́ха является самым крупным и наиболее сложно построенным фрагментом Алучинского массива. В этом секторе выходы пород массива протягиваются на расстояние около 20 км, образуя в плане большой раздвиг, достигающий 10 км в междуречье рек Агнауталла и Хивавчан (рис. 2.4). В строение сектора участвуют несколько пластин надвинутых друг на друга с востока на запад (рис. 2.5 а, б). Две крайние восточные пластины – Хивавчанская и Антипихинская (рис. 2.3б) протягиваются от верховьев руч.Хивавчан до побережья Бол. Анюя. занимают верхнее структурное положение, являются самыми крупными и имеют похожее строение. Крайнее восточное положение занимает Хивавчанская пластина.

Пластины представляют собой серпентинитовый мономиктовый меланж, внутри которого сидят крупные блоки ультраосновных пород. Наиболее значительные выходы таких блоков Хивавчанской пластины расположены в верховьях руч. Хивавчан (г. Агнауталла) в том месте, где полоса выходов ультраосновных пород резко сужается к югу (рис. 2.4, 2.5). В центральной части Антипихинской пластины присутствует крупный блок (г. Первомайская) по своему составу и строению аналогичный блокам Хивавчанской пластины. Линейные размеры этих блоков составляют около 1-1,5 км. Крупные блоки чередуются с сопоставимыми по размеру промежутками развития сплошного серпентинитового матрикса, представляющего собой мелкощебенчатую серпентинитовую дресву, с редкими небольшими по размеру глыбами ультрабазитов или вообще лишенную каких – либо включений. Таким матриксом сложены все восточные отроги Хивавчанской пластины. Внутри крупных блоков породы сильно дезинтегрированы: они разбиты на глыбы различных размеров, но не более 4-5 метров (в редких случаях – 10 метров) по одному из линейных параметров. Обнажения носят характер делювиально – элювиальных развалов. Породы, слагающие эти блоки, представлены крупнозернистыми дунит-гарцбургитами и их серпентинизированными разновидностями. Гарцбургиты преобладают, дуниты (иногда содержащие ортопироксен) играют резко подчиненную роль и составляют не более 20 – 30 %. Чаще всего дуниты встречаются в виде полос или шпиров в гарцбургитовой матрице (рис. 2.6 а, б).

В породах дунит-гарцбургитового комплекса преобладают два типа текстур: параллельно - полосчатые и массивные. Разнообразные текстуры характерные для дунит-гарцбургитовых частей разреза офиолитов такие как - сложные деформированные системы полосчатости, присутствие жильных комплексов, разнообразные минеральные сегрегации, сопровождаемые ориентировкой минералов – т.е. текстуры возникающие в результате твердо-пластического течения - в породах Алучинского комплекса практически не заметны. Полосчатость выражена за счет переменного количества ортопироксена содержания, которого колеблется от 0, достигая 30 % в наиболее обогащенных слоях. Присутствуют крупные зерна шпинелида (1- 3 мм), количество которых редко превышает – 5 %.

Шпинелид не образует сегрегаций и практически не участвует в системе полосчатости, а чаще встречается в виде рассеянной вкрапленности (рис. 2.8б) Очень редко встречаются глыбы дунитов, в которых зерна шпинелида группируются в тонкие единичные цепочки (Рис. 2.8а). В целом породы свежие, большие массы серпентинитов присутствуют в ограниченных количествах и приурочены к гипсометрически нижним частям крупных блоков. Это подтверждается тем, что редкие коренные обнажения, встречающиеся в руслах ручьев сложены исключительно серпентинитами, в то время как делювий и элювий представлены малоизмененными породами. Фрагмент разреза существенно серпентинизированных пород наблюдался в коренном обнажении в правом борту первого верхнего правого притока р. Антипиха:

1. Серпентиниты с бороздами скольжения, черные на свежем сколе, зеленоватые на выветрелой поверхности – 200 м.
2. Русловые и склоновые высыпки и коренные развалы серпентинитов и серпентинизированных перидотитов – 50 м.
3. Редкие коренные выходы серпентинизированных массивных перидотитов (гарцбургитов) с рассеянной вкрапленностью ортопироксена, в количестве около 30% - 150 м.
4. Щебенчатые мелкогалечные высыпки ультраосновных пород – 40 м.
5. Коренные выходы черных массивных серпентинитов – 40 м.
6. Серпентиниты сменяются сильно серпентинизированными перидотитами (гарцбургитами) – 100 м.
7. Зеленоватые серпентиниты с бороздами скольжения – 100 м.
8. Чередование коренных выходов серпентинитов мощность от 10 до 30 м. с глыбовыми развалами крупнозернистых массивных гарцбургитов с содержанием ортопироксена около – 20 % - 200 м.

Для всех коренных выходов обнажения элементы залегания: азимут падения –110, угол падения – 60°

Центральная пластина так же как Хивавчнская и Антипихинская простирается в северо-восточном направлении. В южной части (верховья руч. Лысый) смыкается с Антипихинской пластиной. Здесь, в водораздельной части руч. Лысый и руч. Три Холма обнажаются два крупных блока (300 - 400 м²) сложенных породами дунит-гарцбургитового комплекса. Далее в северо-восточном направлении строение пластины похоже на строение вышеописанных пластин, с той разницей, что блоки встречаемые в меланже имеют значительно меньшие размеры.



Рис. 2. 2а. Вид с запада на центральную часть Алучинского массива. Сектор г. Омчак и гору Трехгранная.

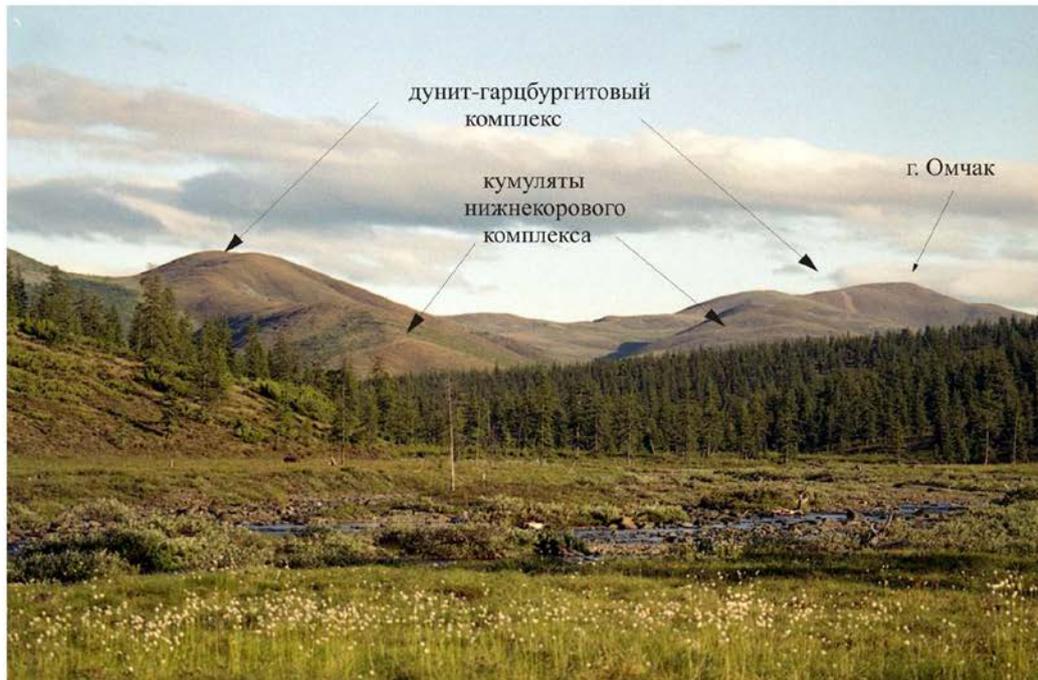


Рис. 2. 2б. Вид с юга (руч. Хивавчан) на гору Омчак.



Рис. 2.3 а Алучинский массив, Правобережный сектор. Элювиальные развалы ультраосновных пород нижнекорового комплекса.



Рис. 2.3 б. Восточные отроги сектора р. Антипи́ха.



Рис. 2.4. Центральная часть Алучинского массива. Сектор реки Антипиха. Левобережье р. Большой Анюй, междуречье рек Агнауталла и Хивавчан.

Западная пластина отличается от всех вышеописанных пластин тем, что в ее строении значительную роль играют кумулятивные ультраосновные и основные породы. Пластина была изучена в разрезах долин ручьев Три Холма и Сухой, а так же прослежена по простиранию на участке между истоками этих ручьев.

Правый борт руч. Три Холма от основания и вверх по склону сложен мелкоглыбовым делювием, в котором встречаются мелко- среднезернистые полосчатые дуниты, пироксениты, верлиты, а также их плагиоклазсодержащие разновидности вплоть до появления троктолитов и оливиновых габбро. В долине руч. Сухой фронтальная часть пластины (снизу вверх гипсометрически) сложена диабазами Атамановского комплекса. Ближе к веровьям ручья в делювии начинают попадаться полосчатые габброиды (рис. 2.7а). В истоковой части руч. Сухой развит полимиктовый серпентинитовый меланж, интенсивно наполненный мелкими до (30 см) включениями пород основного-ультраосновного состава, составляющими матрикс, в

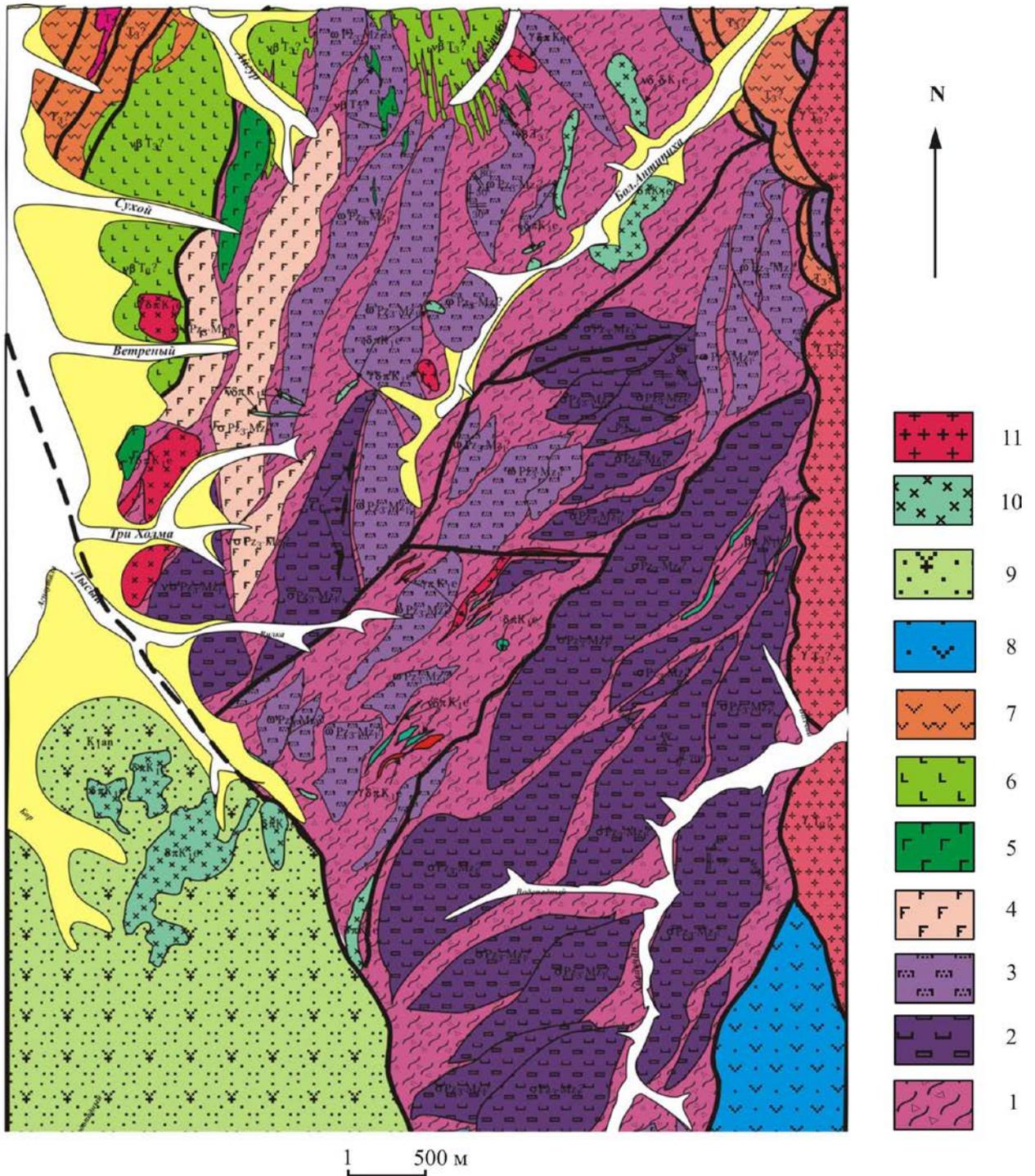


Рис. 2.5а. Геологическая схема центральной части Алучинского массива (сектор р. Антипи́ха) составили Морозов О.Л., Ганелин А. В.
 1-5 – серпентинитовый меланж: 1- серпентинитовый матрикс, 2, 3 - блоки дунит-гарцбургитового состава (2- с преобладанием гарцбургитов, 3 – с преобладанием дунитов), 4-5 – породы нижнекорового комплекса (4 - дуниты, верлиты, клинопироксениты), 5 – плагиоклазовые перидотиты, габбро, 6 – диабазы Атамановского массива, 7 – вулканогенные комплексы позднего палеозоя, 8 – 9 – мезозойские отложения олойского террейна (8- киммеридж-волжские вулканогенно-осадочные отложения, 9 – раннемеловые терригенные и туфотерригенные отложения), 10, 11 – позднемезозойские интрузии.

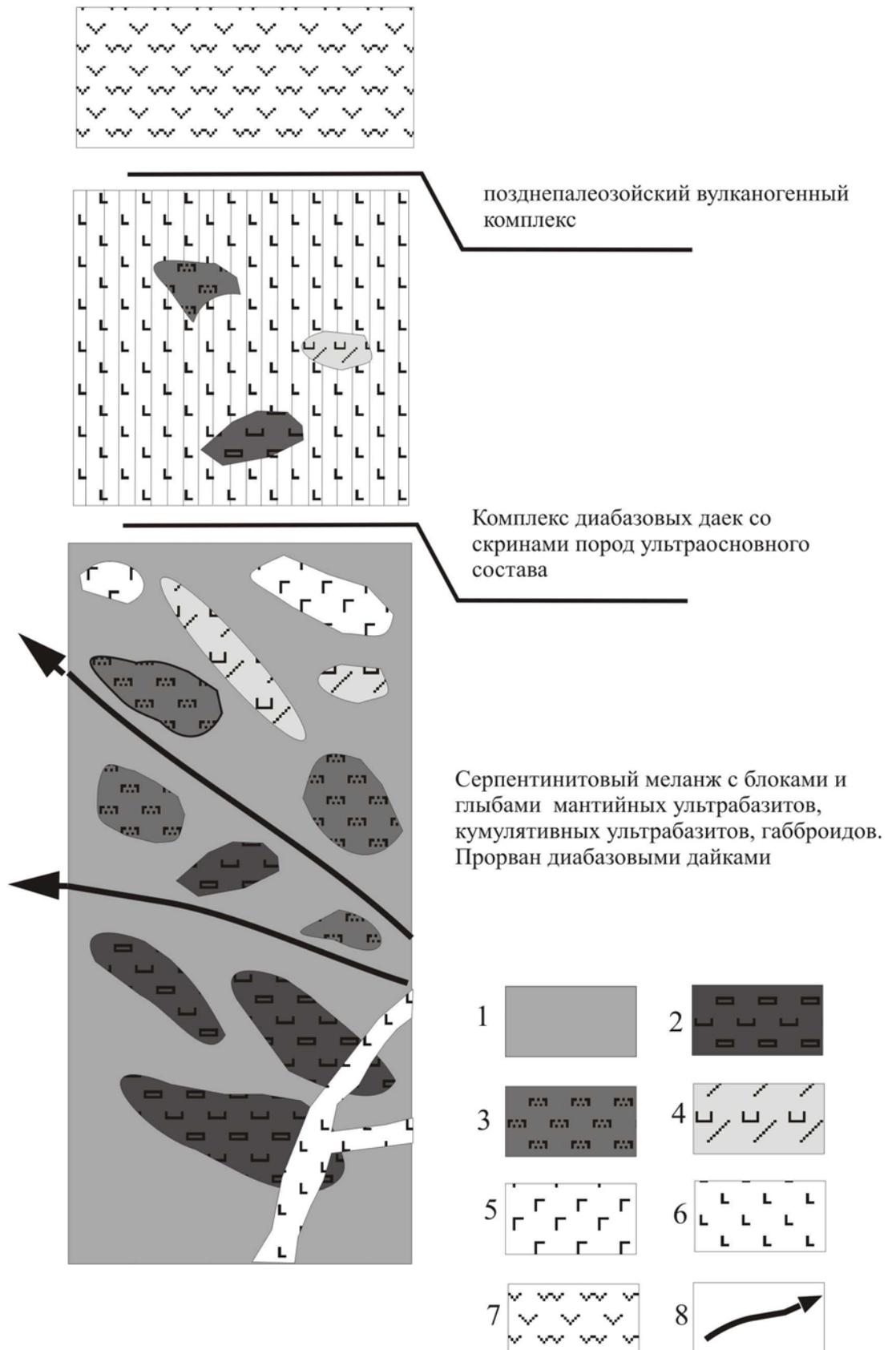
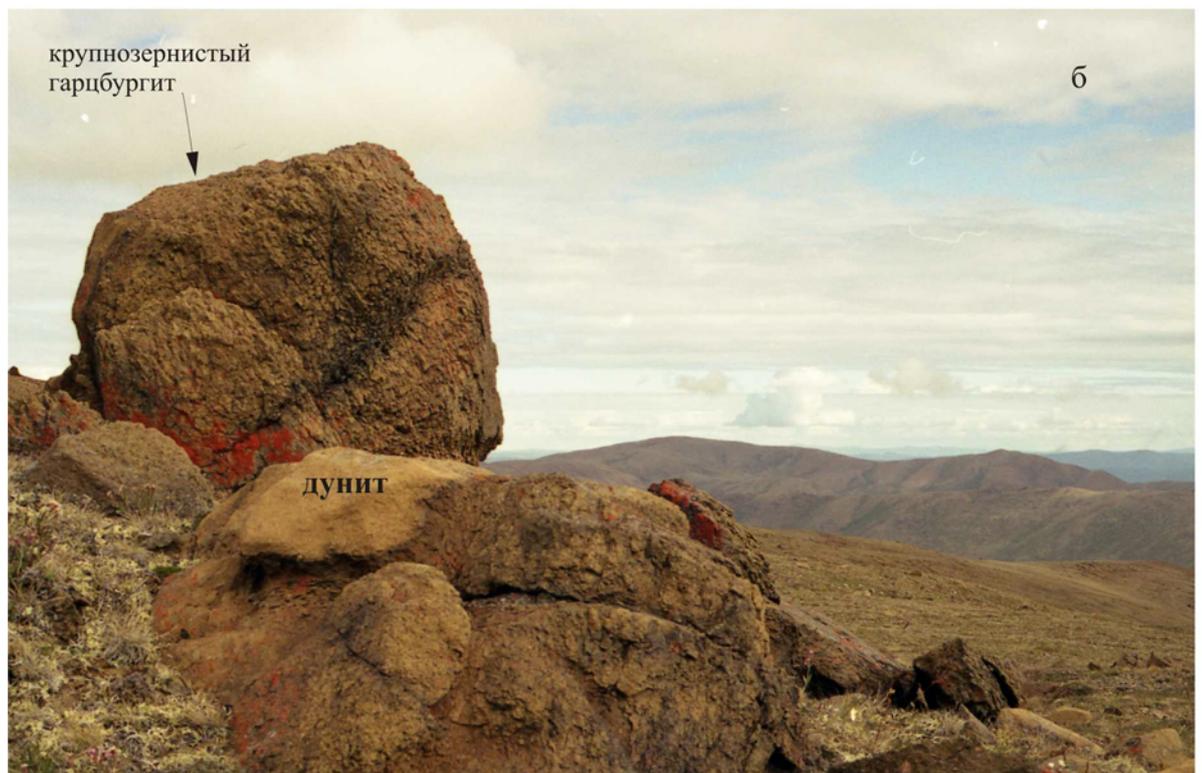


Рис. 2.5 б. Тектоно-стратиграфическая колонка Алучинского массива. 1- серпентинитовый матрикс, 2-гарцбургиты, 3- дуниты, 4- ультраосновные кумуляты, 5-габброиды, 6-диабазовые дайки, 7-вулканиты основного состава, 8-разломы.

а



Рис. 2.6а. Прослой дунита в полосчатом гарцбургите. г. Агнауталла, сектор р. Антипиha.



б

Рис. 2.6б. Шлировое обособление дунита в массивном гарцбургите. Сектор р. Антипиha.



Рис. 2.7а. Полосчатое кумулятивное габбро. Сектор р. Антипиha, верховья руч. Сухой.



Рис. 2.7 б. Сектор р. Антипиha, истоки руч. Сухой. Зона тектонического контакта ультрабазитов Алучинского массива и диабазов Атамановского массива



Рис. 2.8 а Полосчатость хромшпинелида в дуните



Рис. 2.8 б. Рассеянная вкрапленность хромшпинелида в дуните.

который погружены крупные глыбы брекчированных, катаклазированных сильно измененных диабазов (рис. 2.7б). Породы матрикса аналогичны описанным в разрезе руч. Три Холма. Характерно присутствие большого количества плагиоклазовых разновидностей. Несколько севернее на продолжении описываемой зоны встречен крупный блок полосчатого мезократового габбро, окруженного серпентинитовой матрицей.

Сектор г. Омчак (рис. 2.9а). По своему строению и набору пород похож на Антипихинский сектор. Восточная, центральная и южная части сектора сложены большим количеством чешуй площадью от нескольких десятков до нескольких сотен квадратных метров, содержащих внутри себя небольшие (десятки метров) блоки ультраосновных пород заключенные в серпентинитовый матрикс (рис. 2.9а). Породы представлены дунит-гарцбургитами внешне такими же, как и описанные выше аналоги. В западной части, в самых истоках руч. Хивавчан присутствует крупный блок габброидов. К западу, водораздельная часть между верховьями руч. Хивавчан и руч. Бушуй сложена кумулятивными породами представленными дунитами, перидотитами, плагиоперидотитами.

Сектор г. Трехгранной (рис. 2.9б) представляет собой крупный блок площадью около 6 км² расположенный на правом берегу р.Бургахчан к югу от сектора г.Омчак. В пределах этого блока обнажаются породы кумулятивного комплекса. Это самые масштабные выходы пород этого комплекса в пределах Алучинского массива. Обнажения имеют характер крупноглыбовых (первые метры) развалов. Хорошо видна грубая параллельная (возможно ритмичная) полосчатость с мощностью прослоев до нескольких см. (иногда первые десятки) сантиметров. Породы представлены дунитами, различными перидотитами, плагиоперидотитами, троктолитами, габбро, анортозитами.

Теленеутский сектор. В пятнадцати км к югу от г. Трехгранной на правом и левом берегах р. Теленеут присутствуют мелкие блоки ультраосновных пород. На левобережье два блока шпинелевых дунитов (200 - 1000 м²) в одном из которых (устье руч. Спокойный) присутствует густо вкрапленная хромитовая минерализация (Аксенова, Довгаль, Стерлигова. 1970). Блок на правобережье р. Теленеут сложен крупнозернистыми до пегматоидных пироксенитами.

Атамановский массив. Массив вытянут в меридиональном направлении. Его основная часть расположена на правом берегу Бол. Анюя к западу от Правобережного сектора Алучинского массива (в нижнем течении р.Орловка). Небольшая часть массива обнажается на левом берегу Бол. Анюя, где она примыкает к ультрабазитам Алучинского массива. Большая часть массива локализована среди вулканогенных отложений среднего палеозоя. Только его северная часть с запада граничит с мезозойскими вулканогенно-терригенными отложениями. Со всеми вмещающими отложениями массив имеет тектонические контакты.

Большая часть пород массива представлена различными базальтоидами, преимущественно средне и крупнозернистыми диабазами, с подчиненным количеством габбро, микрогаббро и базальтовых даек. Среди этих пород присутствует большое количество (около 30 % от всех пород массива) скринов шпинеливых серпентинитов и перидотитов. Плохая обнаженность в форме непрерывных деллювиально-



Рис. 2.9 а. Серпентинитовый меланж в секторе г. Омчак

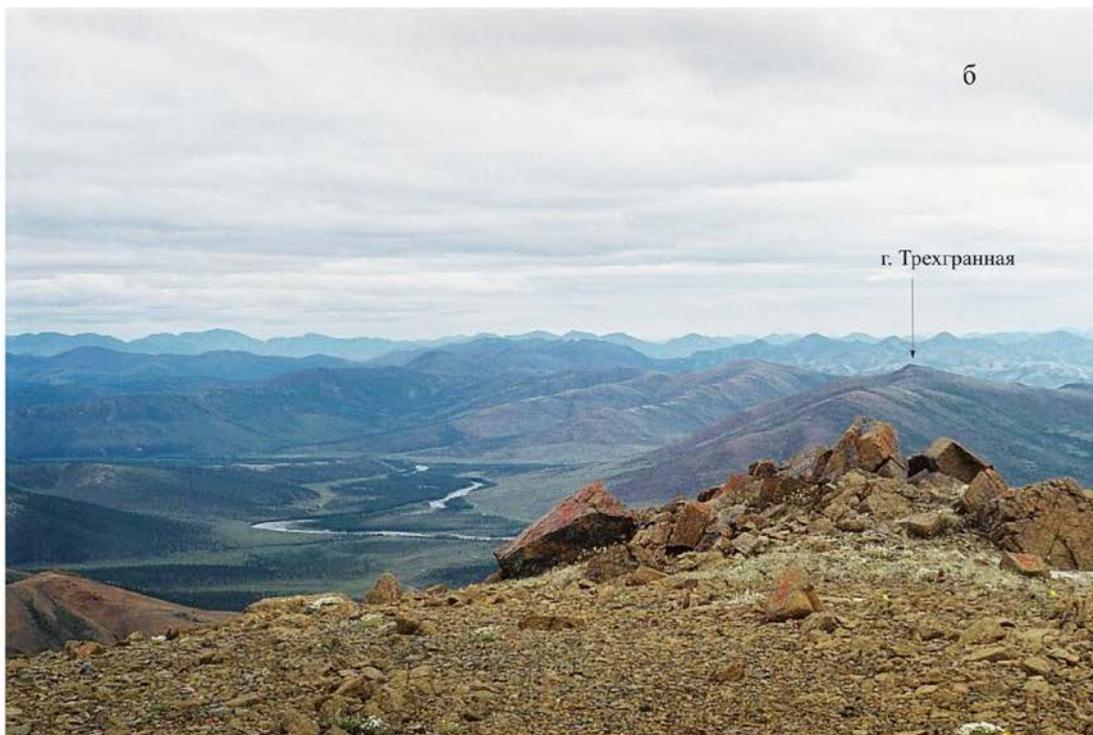


Рис. 2.9 б. Вид на г. Трехгранная с г. Омчак

эллиовиальных развалов не позволяет провести широкие наблюдения за взаимоотношением пород в разрезе. Тем не менее, предыдущими исследованиями установлено, что диабазы Атамановского массива были образованы в результате многократного внедрения базитового расплава в ультрабазиты Алучинского массива (Лычагин, 1995). При этом была образованна серия примыкающих друг к другу дайковых тел мощностью 20-30 м и протяженностью до нескольких сот метров. В отдельных обнажениях наблюдались зоны закалки, однако структуры «дайка в дайке» не описаны.

Изотопные датировки пород Алучинского комплекса

Из Атамановского массива Ar-Ar методом были продатированны два образца. В образце дайки крупнозернистого диабаза (С - 2546) был проанализирован магматический амфибол. Его возрастной диапазон составил 194.4 ± 11.5 – 226.6 ± 10.5 млн. лет (поздний триас - ранняя юра) (Табл. 2.1) (Рис.2.10 а). Во втором образце (4011-7t) (Рис. 2.10 б) из дайки базальтов анализировался валовый состав. Возрастной диапазон составил 246.3 ± 2.2 - 220.4 ± 5.3 млн. лет, что соответствует промежутку от раннего до позднего триаса. С учетом того, что наиболее предпочтительный возраст по плато для обоих образцов практически совпадает (табл. 2.1) время становления дайкового комплекса можно ограничить поздним триасом (226 – 228 млн. лет).

Из нижнекорового комплекса Алучинского массива были датированы два образца слабоизмененного кумулятивного габбро (срх - 40% + р1 - 60%) (рис. 2.10 в, г). Возраст плато (образец 4012-3, измеренный по валу) составляет 272.3 ± 1.7 , что соответствует границе нижней и верхней перми. В обр. 4044 была проанализирована фракция плагиоклаза. В возрастном спектре получены два промежуточных плато с возрастными 233 и 306 млн. лет (табл. 2.1, рис. 2.10 г). Поскольку измерения проводились с использованием метода ступенчатого нагрева, то более высокотемпературные данные (306 млн. лет) должны быть ближе к первоначальному возрасту, а низкотемпературные (233 млн. лет) могут быть следствием наложения вторичных процессов.

Табл. 2.1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования образцов из массивов Алучинского офиолитового комплекса.

Образец	Измеренные минеральные фазы	Интегральный возраст (млн. лет)	Возраст плато (млн. лет)	Изохронный возраст (млн. лет)	Комментарий
<i>Дайковый комплекс (Атамановский массив)</i>					
C-2546 кр.з. диабаз	Магматический амфибол	194.4 ± 11.5	226.6 ± 10.5	198.8 ± 34.7	Университет г. Фербенкс (Аляска, США)
		Не рассчитан	220 ± 3.9	Не рассчитан	Стенфордский университет (США)
4011-7t Дайка базальта	Валовый состав	246.3 ± 2.2	228.8 ± 2.1	220.4 ± 5.3	Университет г. Фербенкс (Аляска)
<i>Нижнекоровый комплекс (Алучинский массив)</i>					
4012-3 габбро	Валовый состав	258.5 ± 1.8	272.3 ± 1.7	191.6 ± 12.9	Университет г. Фербенкс (Аляска)
4044 габбро	Плагиоклаз	266 ± 8	233 ± 11 - 306 ± 11	Не рассчитан	ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск

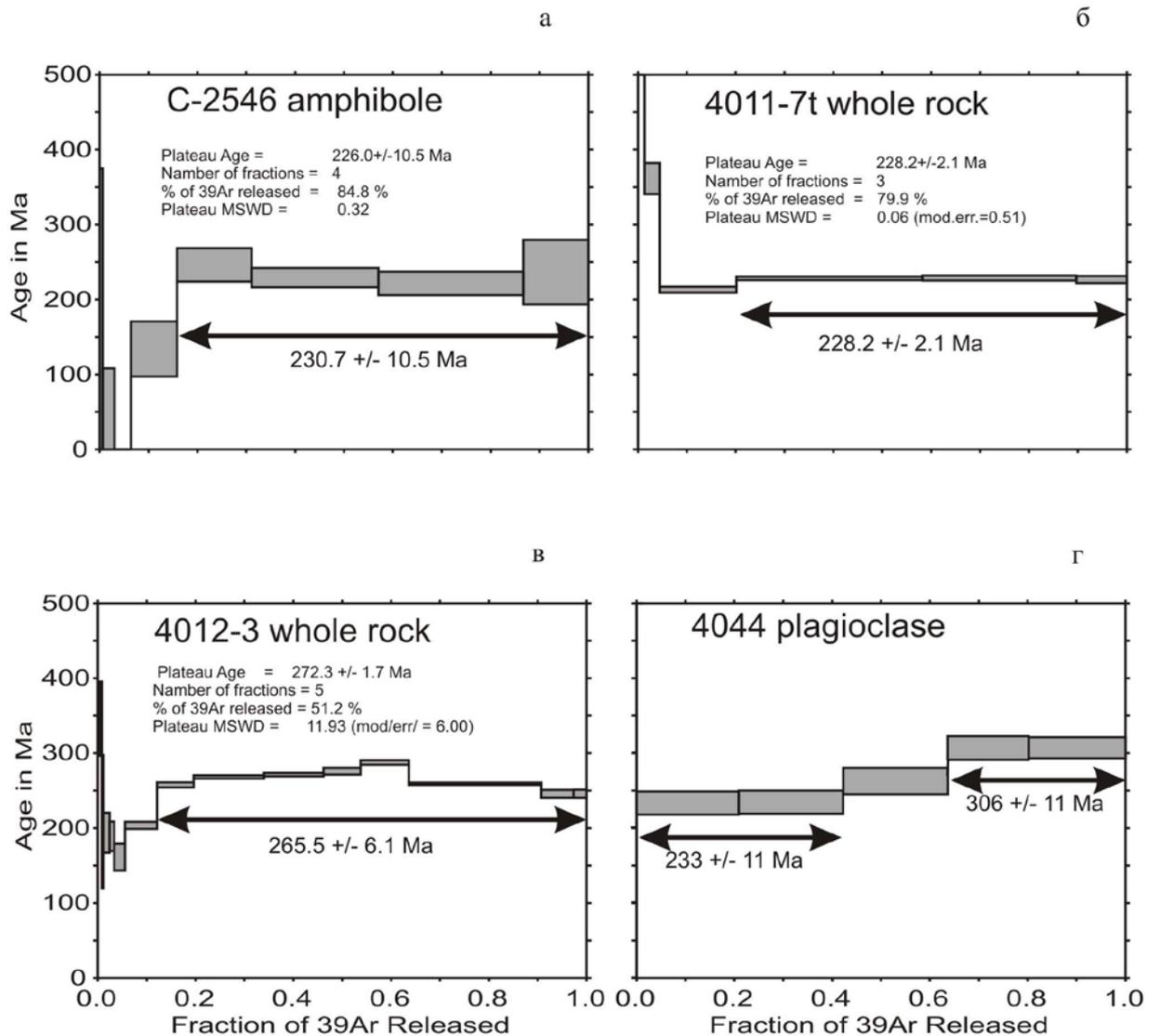


Рис. 2.10. Возрастные спектры ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) для образцов из Алучинского офиолитового комплекса. (а) - диабаз из дайковой серии Атамановского массива, (б) - диабаз из дайковой серии Алучинского массива, (в, г) - полосчатое габбро из нижнекорового комплекса Алучинского массива.

Помимо фракции плагиоклаза из образца габбро 4044 было выделено 12 зерен циркона. В результате измерений определено, что среди выделенных цирконов присутствуют три популяции, характеризующиеся различными возрастами.

Первая популяция представлена двумя зернами призматической удлиненной формы. Концентрация урана варьирует от 202 до 1089 ppm. Средневзвешенный возраст, рассчитанный по четырем измерениям (по два на каждое зерно) составляет 91 ± 1 млн. лет (табл. 2.2.).

Вторая популяция (рис. 2.11) представлена тремя зернами (4044-2, 4044-6, 4044-7) изометричной и призматической формы. Зерна имеют сложный характер концентрической зональности с четко выделенными ядрами. Концентрации урана составляют от 196 до 1120 ppm. Средневзвешенный возраст, рассчитанный по пяти измерениям, составляет $280,3 \pm 2,5$ млн. лет (табл. 2.2).

Третья популяция цирконов представлена тремя зернами. Зерна изометричные, зональные с ярко выраженными ядрами и краевыми зонами. Концентрации урана 402 – 471 ppm. Для каждого из трех зерен возраста составили 1830 ± 22 , 1835 ± 19 , 2709 ± 16 млн. лет (табл. 2.2). Древние докембрийские возраста цирконов вероятнее всего отражают докембрийский возраст протолитов.

Возраст первой популяции цирконов 91 млн. лет (поздний мел) требует дополнительных исследований. В любом случае этот возраст не может быть возрастом кристаллизации пород Алучинского офиолитового массива. Возможно, он отражает влияние магматической системы Егдэгкычского мелового (130 – 92 млн. лет) интрузивного комплекса (Дылевский, 1997). Породы этого комплекса повсеместно прорывают ультрабазиты и габбро Алучинского массива, а также вмещающие его породы. Кроме того, в 40 км восточнее структуры Алазейско-Олойской зоны перекрываются образованиями Охотско-Чукотского вулканоплутонического комплекса, наиболее интенсивный термальный эффект которого оценивается в интервале 110 - 78 млн. лет (Котляр, 2001).

Табл.2.2 Результаты изотопного анализа цирконов образца кумулятивного габбро 4044 из верхнекорового комплекса Алучинского массива.

№ точки	% ^{206}Pb с	г/г U	г/г Th	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ млн. лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ млн. лет	% Dis- cord ant	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$ *		$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		коэффи- циент коррел- ляции
							±%	±%	±%	±%			
4044.5.2	1,50	1073	445	89 ±1.1			0,0435	12	0,084	12	0,01397	1,2	0,098
4044.4.2	3,96	202	98	90 ±2.6			0,06	33	0,117	33	0,01411	2,9	0,089
4044.5.1	0,93	1089	708	91 ±0.99			0,0473	7,7	0,093	7,8	0,01422	1,1	0,140
4044.4.1	2,58	336	189	91 ±2.0			0,058	22	0,113	22	0,01427	2,2	0,102
4044.7.2	1,48	377	764	273 ±3.3			0,052	11	0,310	11	0,04321	1,2	0,115
4044.7.1	0,99	196	285	278 ±4.0			0,0534	11	0,325	11	0,04413	1,5	0,138
4044.2.1	0,78	367	384	280 ±2.7			0,0522	5,8	0,319	5,8	0,04437	0,98	0,167
4044.2.2	0,34	571	743	283 ±2.3			0,0519	3,9	0,321	4	0,0448	0,83	0,210
4044.6.1	1,11	1120	566	283 ±2.4			0,0536	4,5	0,332	4,6	0,04485	0,87	0,187
4044.1.2	0,15	443	114	1794 ±10	1833±13	2	0,11202	0,7	4,957	1	0,3209	0,67	0,679
4044.1.1	0,04	402	129	1838 ±10	1824±23	-1	0,1115	1,3	5,070	1,4	0,3299	0,65	0,449
4044.3.1	0,02	471	252	2698 ±16	2712,5±8,4	1	0,18661	0,5	13,380	0,9	0,5198	0,74	0,823

Примечание. Все ошибки даны на уровне 1-σ. Pbс - обыкновенный свинец, Pb* - радиогенный свинец
Общий свинец рассчитан на основании измеренного количества ^{207}Pb

Возраст цирконов второй популяции составляет 280 млн. лет (ранняя пермь). Это значение хорошо согласуется с результатами Ar-Ar датирования. Таким образом, время формирования изученных кумулятов Алучинского массива соответствует промежутку поздний карбон – конец ранней перми.

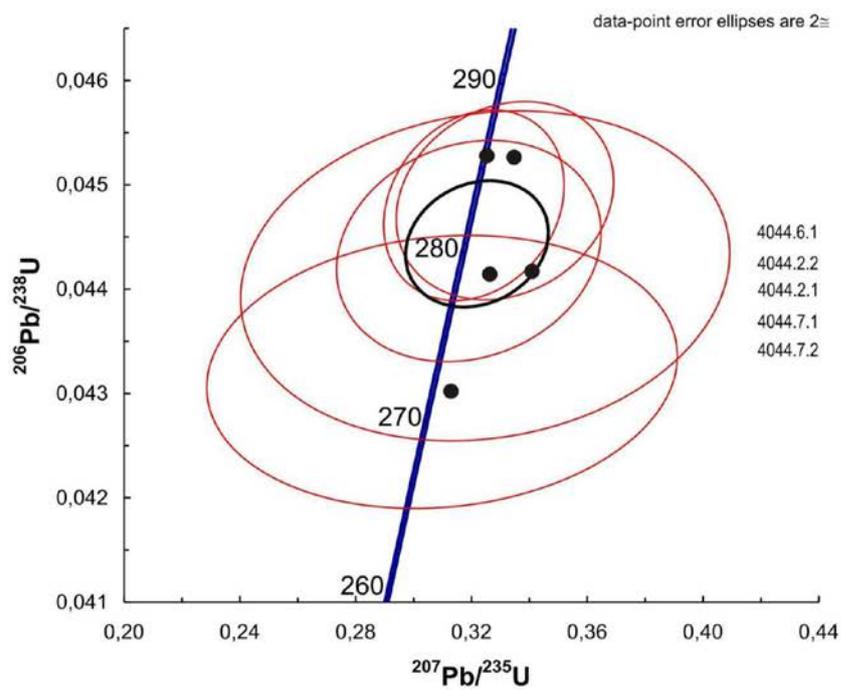
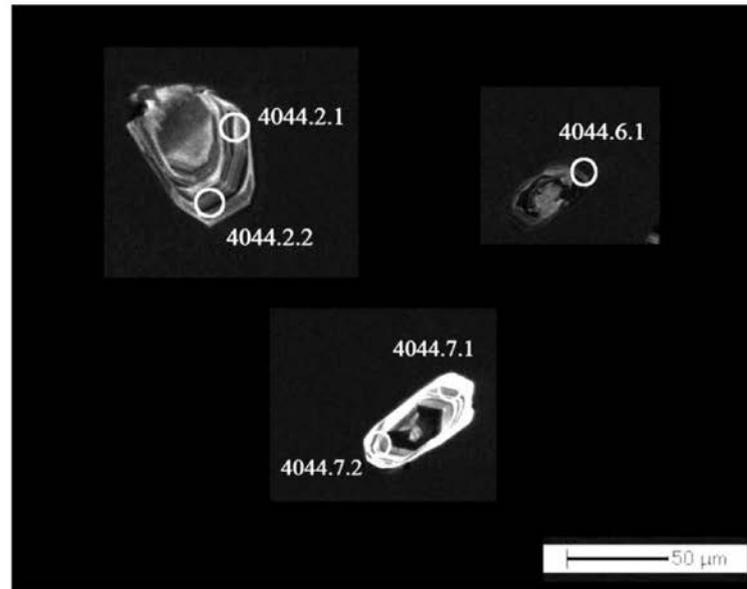


Рис. 2.11. Катодолюминисцентные снимки второй популяции проанализированных кристаллов циркона и Pb/U изотопная диаграмма с конкордией для полученных значений.

2.2. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

2.2.1. Реститовые ультрабазиты и нижнекоровый (расслоенный) комплекс (Алучинский массив)

Петрографические особенности пород дунит-гарцбургитового комплекса

Лерцолиты, клинопироксеновые гарцбургиты, гарцбургиты, дуниты. Во всех перечисленных разновидностях преобладающим минералом является оливин количество, которого варьирует от 70 % в лерцолитах и гарцбургитах до 95 % в дунитах. Оливин представлен крупными зёрнами (1-5 мм) с признаками интенсивных деформаций - волнистое погасание, полосы излома, сдавленная вытянутая форма, либо образует агрегаты необластов (рис. 2.12 а, г). Часто значительно серпентинизирован с образованием петельчатой структуры. Ортопироксен составляет от 15 до 30 %. Образует крупные зёрна 1-3 мм. Так же как и оливин несет на себе следы деформаций, выраженные характерным изломом спайности (рис. 2.12 г). Часто можно наблюдать растаскивание двух половин зёрна ортопироксена и заполнение образовавшегося промежутка агрегатом зёрен оливина. В сильно серпентинизированных образцах ортопироксен замещается баститом. Клинопироксен в лерцолите образует мелкие (не более 0,5 мм) ксеноморфные не измененные зёрна на границе зёрен оливина и ортопироксена, либо между зёрнами оливина (рис. 2.12 б) В клинопироксенсодержащих гарцбургитах присутствует в количестве не более 5%, но чаще всего представлен единичными зёрнами. В отдельных случаях наблюдаются ламели клинопироксена в крупных зёрнах ортопироксена (рис. 2.12 в). В лерцолите содержание минерала возрастает до 8 -10 %. Хромшпинелид присутствует в переменном количестве от 0,5-1% до 3%. Минерал образует зёрна разнообразной формы и размеров. В большинстве случаев это ксеноморфные амёбовидные, либо изометричные каплевидные выделения от 0,1 до 0,3 мм, иногда встречаются зёрна размером до 1 мм. Такие зёрна, как правило, имеют светло-коричневый цвет, или чёрный цвет в краевых частях и бурый в центре. Кроме этого встречаются ксеноморфные чёрные зёрна с резкими ограничениями.

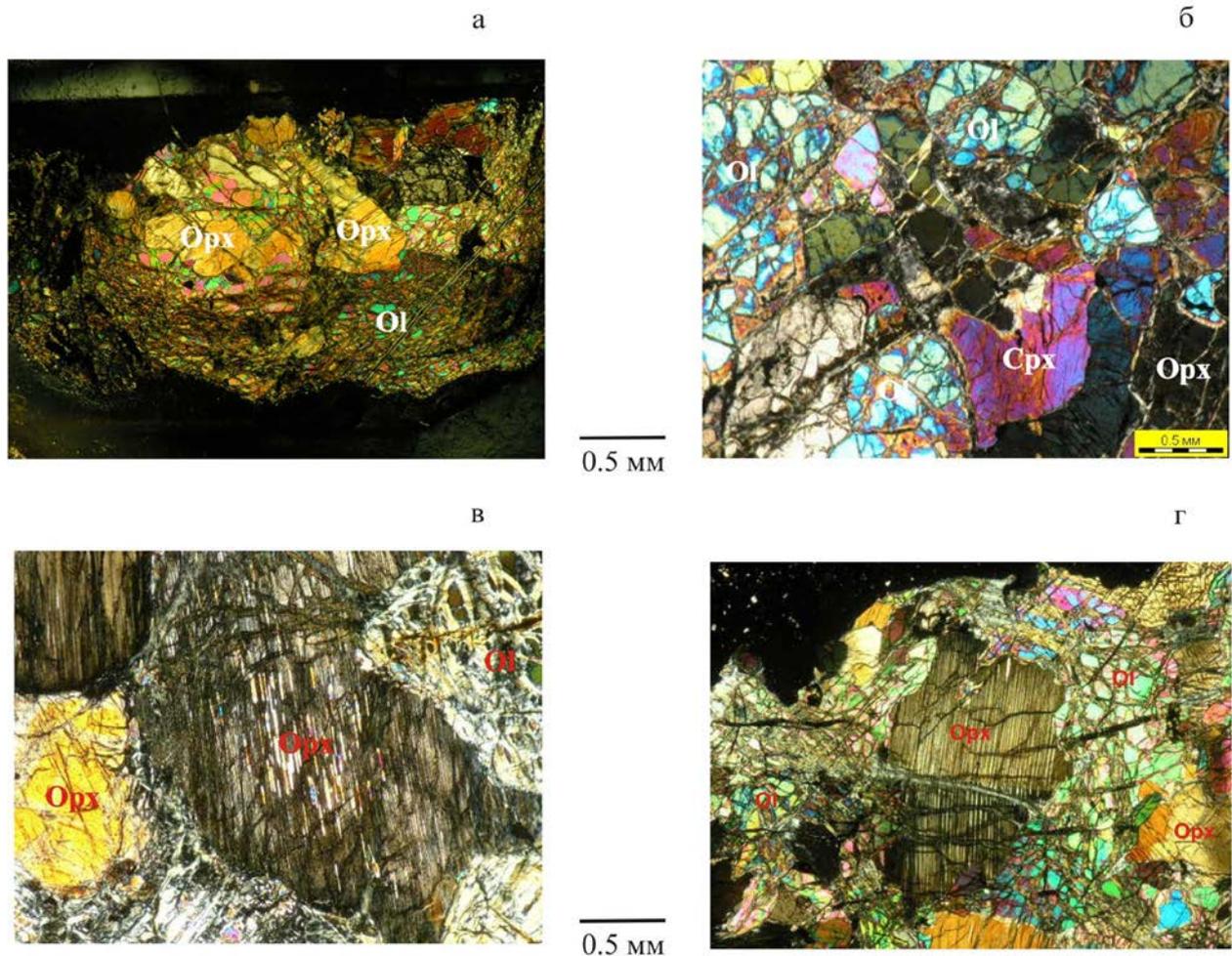


Рис. 2.12 Микроструктуры пород реститового дунит-гарцбургитового комплекса Алучинского массива.
 а- гарцбургит, б- клинопироксеносодержащий гарцбургит, в- ламмели клинопироксена в крупном зерне ортопироксена, г- излом спайности в зерне ортопироксена в гарцбургите.

Петрографические особенности пород нижнекорового комплекса

Верлиты (Гал 2-16, Гал 1-27, 4010-3) (рис. 2.13 в). Породы состоят из оливина 60-70 % и клинопироксена 30-40 %. Оливин образует округлые идиоморфные зерна, размером 0,5-1 мм часто значительно серпентинизированных с сохранением реликтов. Клинопироксен заполняет интерстиции между зернами оливина. Он образует свежие преимущественно ксеноморфные зерна (в редких случаях таблитчатые и призматические зерна) размером 0,3-0,5 мм. В очень незначительном количестве (менее 1%) присутствуют мелкие (0,05-0,1 мм) черные изометричные зерна магнетита. Структура породы идиоморфная с элементами аллотриоморфной и петельчатой, средне-мелкозернистая.

Вебстериты (Гал 1-15) (рис. 2.13 б). В вебстеритах клино- и ортопироксен присутствуют примерно в одинаковых количествах. Они образуют зерна размером 0,3-1 мм различной степени идиоморфизма – в зернах клинопироксена часто наблюдаются

неправильная извилистая форма краев. Зерна ортопироксена более идиоморфны. В отдельных случаях ортопироксен частично серпентинизирован. Структура породы гипидиоморфная с элементами аллотриоморфной, среднезернистая.

Оливиновые вебстериты (Гал 1-20, Гал 2-10) (рис. 2.13 а). Породы состоят из оливина (10-20 %), ортопироксена (40-50 %), клинопироксена (30-50 %). Ортопироксены образуют преимущественно гипидиоморфные, реже ксеноморфные зерна размером около 2 мм. Клинопироксен и оливин образуют ксеноморфные зерна в интерстициях между зернами ортопироксена. В отдельных случаях наблюдаются ламели клинопироксена в ортопироксене иногда сегрегирующие в мелкие зерна размером 0,1-0,3 мм. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами аллотриоморфной, неравномернозернистая.

Клинопироксениты, (Гал 2-19, Гал 2-13, Гал 2-8, Гал 2-21). Мономинеральные породы, состоящие из клинопироксена который представлен свежими плотно сросшимися между собой зернами размером от 0,5 до 1 мм, различной степени идиоморфизма от гипидиоморфных до резко ксеноморфных. *Оливиновые клинопироксениты* отличаются присутствием в интерстициях частично серпентинизированного оливина (до 10 %).

Плагиоклазовые верлиты. Количественное соотношение минералов значительно варьирует: оливин (30-80 %), клинопироксен (10-60 %), плагиоклаз (10 %). Оливин образует идиоморфные округлые зерна с хорошо выраженными ограничениями (1-3 мм). Клинопироксен и плагиоклаз образуют интеркумуляные выделения. Клинопироксен представлен свежими ксеноморфными зернами с угловатыми краями (0,5-1 мм), плагиоклаз образует ксеноморфные выделения с плавными заливообразными очертаниями (0,5-2 мм). Зерна плагиоклаза полностью замещены сосюрит-серецитовыми агрегатами. Структура идиоморфная с элементами аллотриоморфной, неравномернозернистая.

Троктолиты, оливиновое габбро. Породы связаны между собой вариациями содержания оливина, клинопироксена и плагиоклаза. В троктолитах (рис. 2.13 г) присутствует значительное количество оливина (60 %) и плагиоклаза (35 %). Плагиоклаз представлен гипидиоморфными таблитчатыми зернами (1-2 мм) частично сосюритизированными. Оливин образует крупные (до 5 мм) ксеноморфные выделения в интерстициях между зернами плагиоклаза. Вместе с тем, присутствуют более мелкие (0,2 мм) идиоморфные зерна включенные в зерна плагиоклаза (рис. 2.13). В незначительном количестве (до 5%) присутствует клинопироксен. Образует мелкие ксеноморфные зерна в сростании с оливином. Структура аллотриоморфнозернистая с элементами гипидиоморфнозернистой, неравномернозернистая.

В *оливиновом габбро* (рис. 2.13 д) уменьшается количество оливина (не более 10 %), увеличивается количество клинопироксена до 30 % и плагиоклаза до 60 %. Клинопироксен и оливин образуют свежие ксеноморфные зерна в интерстициях между гипидиоморфными

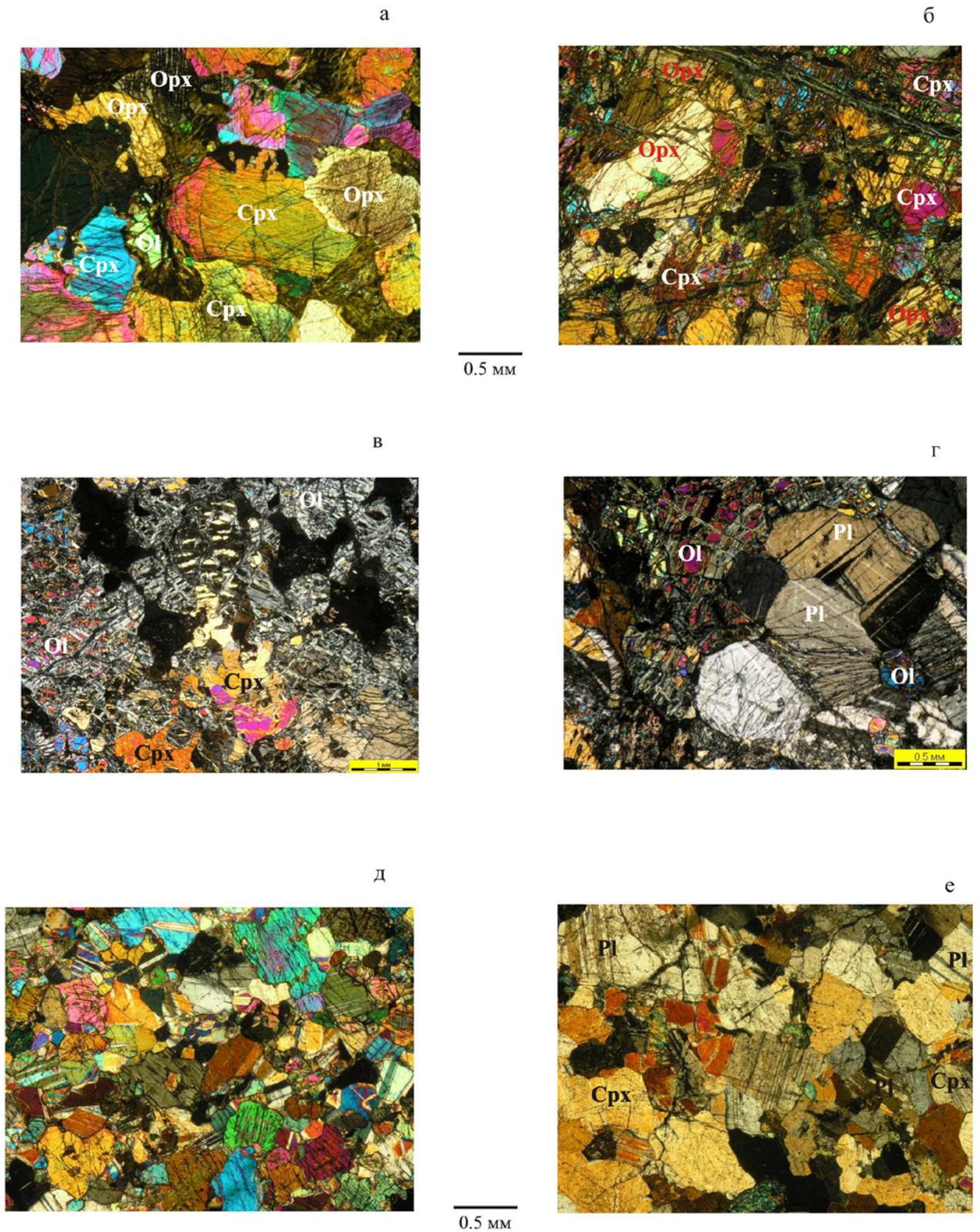


Рис. 2.13. Микроструктуры пород нижнекорового комплекса Алучинского массива.
 а- оливиновый вебстерит, б- вебстерит, в- верлит, г- троктолит, д -
 оливиновое габбро, е - габбро.

таблитчатыми зернами плагиоклаза (0,5 мм): клинопироксен - с резкими угловатыми ограничениями (0,3-1 мм); оливин - бесформенные выделения (до 0,5 мм). Структура гипидиоморфнозернистая с элементами аллотриоморфной, среднезернистая.

Габбро. Порода состоит из свежих гипидиоморфных зерен плагиоклаза (70 %, 0,3 – 0,5 мм) и свежих ксеноморфных зерен клинопироксена (30 %, 0,3 - 0,5 мм), заполняющих интерстиции (рис. 2.13е). Местами, в пределах шлифа, наблюдаются агрегаты плотно сросшихся зерен неправильной формы с характерными извилистыми краями, представляющими собой агрегат необластов. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами аллотриоморфнозернистой и гранобластовой, среднезернистая.

Химический состав минералов

Согласно данным (Базылев, 1999; Базылев 1993; Савельева, 1987; и др.) минералы в океанических и офиолитовых перидотитах до выведения их на дневную поверхность испытывают субсолидусную метаморфическую перекристаллизацию, выраженную комплексом обменных химических реакций между минеральными фазами в процессе их переуравновешивания. Таким образом, наблюдаемый состав минералов в офиолитовых ультрабазитах может не соответствовать собственно первичному (солидосному) составу. Наиболее значимыми параметрами минерального состава перидотитов являются хромистость и содержание трехвалентного железа в шпинелиде, магнизиальность оливина и ортопироксена. Эти величины могут отвечать солидусным значениям в случае если перекристаллизация пород была минимальной (Базылев, 1999).

Для настоящего исследования наибольший интерес представляет информация о составах первичных минералов, которая позволяет на основе существующих методик разделить перидотиты различного генезиса, реконструировать геодинамические обстановки формирования пород, а так же сравнить исследуемые офиолитовые перидотиты с хорошо изученными (эталонными) офиолитовыми комплексами. Применяемые методики детально описаны в работах (Dick, Bullen. 1984; Савельева, 1987; Савельева, 1987б; Базылев, 1993; Базылев, 1999; Паланджан, 1992, и др.)

Детальное изучение метаморфических преобразований ультрабазитов Алучинского массива выходит за рамки настоящей работы.

Оливин (таблица 2.3).

Мантийные ультрабазиты

Составы минералов в гарцбургитах, клинопироксеновых гарцбургитах, а так же в образце дунита (4036-5) и лерцолита (4018-2) очень близки. Они характеризуются

Табл. 2.3. Состав оливинов (мас %) в породах Алучинского массива.

пп	1	2	3	4	5	6	7	8
Компонент	4018-2		4022		4022-1		4036-3	GAL1-8
n	5	3	3	3	4	3	4	4
SiO ₂	39,69	39,83	40,32	40,62	39,83	40,18	39,94	41,33
FeO	8,57	9,09	8,29	8,05	9,48	8,41	8,52	8,56
MnO	0,13	0,14	0,12	0,12	0,13	0,14	0,14	0,11
MgO	50,56	50,20	50,16	50,45	50,35	50,74	50,12	49,41
CaO	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,02	0,05	0,03
NiO	0,40	0,39	0,47	0,44	0,39	0,39	0,44	0,32
Total	99,40	99,68	99,40	99,73	100,22	99,88	99,20	99,76
Mg#	91,31	90,78	91,52	91,78	90,44	91,49	91,30	91,1

пп	9	10	11	12	13	14	15	16
Компонент	4018	4026-7		4011-4	GAL1-2	GAL1-9	4036-5	4009
n	4	5	5	3	4	5	6	3
SiO ₂	39,73	39,83	40,17	39,15	41,7	41,62	40,27	39,99
FeO	9,47	8,51	8,84	9,79	8,24	8,19	8,00	9,34
MnO	0,15	0,14	0,18	0,16	0,13	0,13	0,11	0,18
MgO	49,79	49,62	49,61	50,36	49,86	50,13	49,68	49,03
CaO	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,08	0,06
NiO	0,38	0,41	0,41	0,38	0,38	0,33	0,49	0,29
Total	99,54	98,55	99,23	99,88	100,33	100,43	98,62	98,89
Mg#	90,36	91,22	90,91	90,17	91,5	91,60	91,72	90,34

пп	17	18	19	20	21	22	23	24
Компонент	GAL1-20	GAL1-12	GAL2-19	GAL1-25	GAL2-16	4009-4	4009-3	
n	3	2	4	4	4	3	3	3
SiO ₂	40,34	40,00	40,32	40,28	40,77	39,26	39,29	39,31
FeO	12,37	16,46	13,34	14,46	13,24	14,02	13,50	13,29
MnO	0,14	0,2	0,21	0,28	0,22	0,27	0,24	0,22
MgO	45,48	43,89	45,95	44,19	45,55	45,26	45,61	45,90
CaO	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,07	0,02	0,05
NiO	0,25		0,12	0,28	0,26	0,20	0,20	0,21
Total	98,59	100,6	99,98	99,51	100,07	99,11	98,87	98,99
Mg#	86,8	82,6	86	84,5	86	85,19	85,75	86,02

Примечание: 1-2 – шпинелевый лерцолит, 3-8 – клинопироксенсодержащие гарцбургиты, 9-14 – гарцбургиты, 15-16 – дуниты, 17-18 - оливиновые вебстериты, 19 - клинопироксенит, 20 - 21 – верлиты, 22 – оливиновое габбро, 23 -24 – клинопироксенсодержащий троктолит.
 1-7, 9-12, 15-16, 22-24 - сектор реки Антипи́ха; 8, 13-14, 17-21 – правобережный сектор.
 n - количество точек анализа.

высокой магнезиальностью ($Mg^{\#} = 90,2 - 91,8$), высокими содержаниями магния ($MgO = 49,4 - 50,4$ мас %) и никеля ($NiO = 0,32 - 0,49$ мас %), низкой концентрацией железа ($FeO = 8,2 - 9,8$ мас %), марганца ($MnO = 0,11 - 0,18$ мас %) и очень низкой концентрацией кальция ($CaO = 0,02 - 0,05$ мас %). Согласно данным (Simkin, Smit. 1970; Типоморфизм минералов, 1989) концентрации железа и кальция свидетельствуют о РТ условиях и

уменьшаются с глубиной кристаллизации. На диаграмме зависимости концентраций никеля от магнезиальности большинство фигуративных точек располагаются внутри области составов мантийных оливинов (рис. 2.14) Отдельные точки незначительно отклоняются от этой области за счет вариаций содержаний никеля.

Оливины кумулятивных перидотитов характеризуются более низкой величиной магнезиальности ($Mg^{\#} = 82,6 - 86,8$), более низкими концентрациями магния ($MgO = 43,9 - 45,9$ мас %) и никеля ($NiO = 0,12 - 0,29$ мас %). Концентрации железа и марганца повышены относительно пород дунит-гарцбургитового комплекса и составляют ($FeO = 12,4 - 16,5$ мас %, $MnO = 0,14 - 0,28$ мас %). На диаграмме зависимости концентраций никеля от магнезиальности все фигуративные точки располагаются за пределами области составов мантийных оливинов, что подтверждает кумулятивную природу этих пород (рис. 2.14).

Хромшпинелиды (таблица 2.4)

По величине хромистости шпинелиды из образцов дунита, лерцолита, клинопироксеновых гарцбургитов и гарцбургитов характеризуются широким интервалом вариаций. В образце лерцолита (обр. 4018-2) хромистость шпинелида составляет ($Cr^{\#} = 0,26 - 0,30$), в клинопироксеновых гарцбургитах и в гарцбургитах варьирует в пределах ($Cr^{\#} = 0,30 - 0,65$), а в дунитах составляет ($Cr^{\#} = 0,45 - 0,49$)

На диаграмме зависимости величины хромистости от величины железистости (рис. 2.15) наблюдается увеличение хромистости с увеличением железистости, что характерно для мантийных реститовых перидотитов (Dick, Bullen. 1984; Ishii T. et all. 1992). Все фигуративные точки располагаются в пределах областей надсубдукционных офиолитов, однако наименее хромистые составы располагаются на границе океанических и надсубдукционных областей (рис.2.15).

Концентрации глинозема меняются в соответствии с изменением хромистости. Наиболее глиноземистыми являются шпинели с наименьшей хромистостью из образцов восточной части сектора р. Антипиha, где содержания величины Al_2O_3 в образце лерцолита 4018-2 составляет 40,9 мас %, а в образцах клинопироксенового гарцбургита (4018) и гарцбургита (4036-3) колеблются в пределах ($Al_2O_3 = 30,5 - 41,9$ мас. %). Глиноземистость шпинелидов из других образцов гарцбургитов и дунита (4036-5) сектора р. Антипиha составляет ($Al_2O_3 = 24,7 - 27,4$ мас. %). Наименьшие концентрации глинозема наблюдаются в шпинелидах из гарцбургитов правобережного сектора ($Al_2O_3 = 17,07 - 20,14$ мас %).

Шпинелиды из всех типов перидотитов характеризуются низкими содержаниями титана ($TiO_2 = 0,02-0,05$ мас %). При этом в образцах из сектора р. Антипиhi наблюдается низкая или

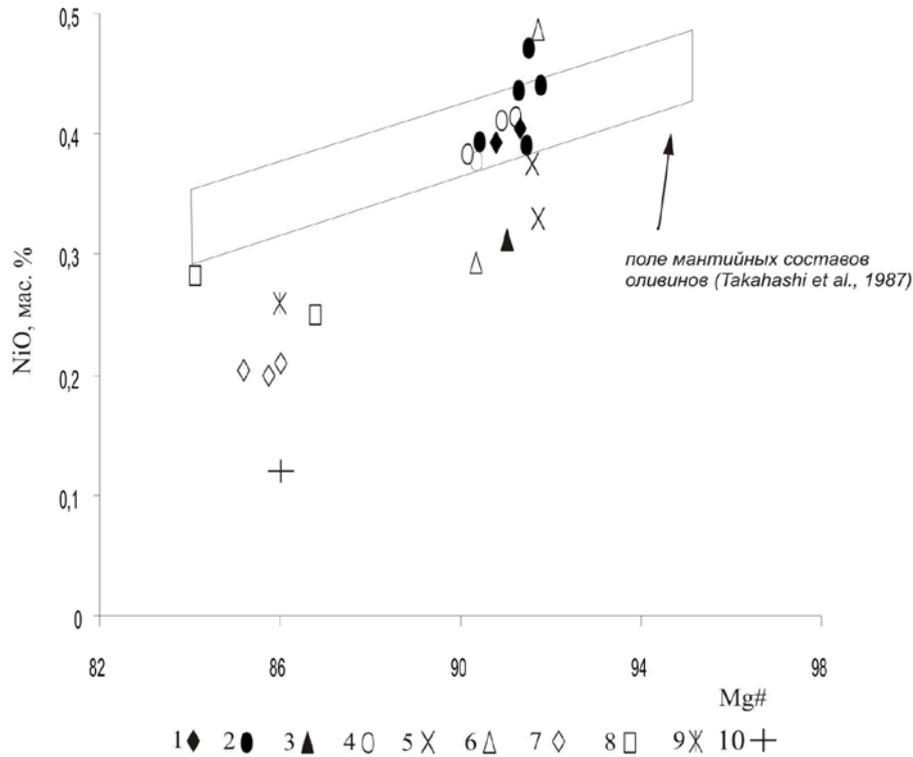


Рис. 2.14 а. Диаграмма зависимости содержаний NiO (мас.%) от магнезиальности в оливинах из ультраосновных пород Алучинского массива.

1- лерцолит (сектор р. Антипиха (СА)), 2-3 - клинопироксеновые гарцбургиты (2-СА, 3- правобережный сектор (ПС)); 4-5 - гарцбургиты (4- СА, 5- ПС); 6 - дуниты (СА); 7 - троктолиты, ол.габбро (СА); 8- ол.вебстериты, вебстериты (ПС); 9- верлиты (ПС); 10- клинопироксенит (ПС).

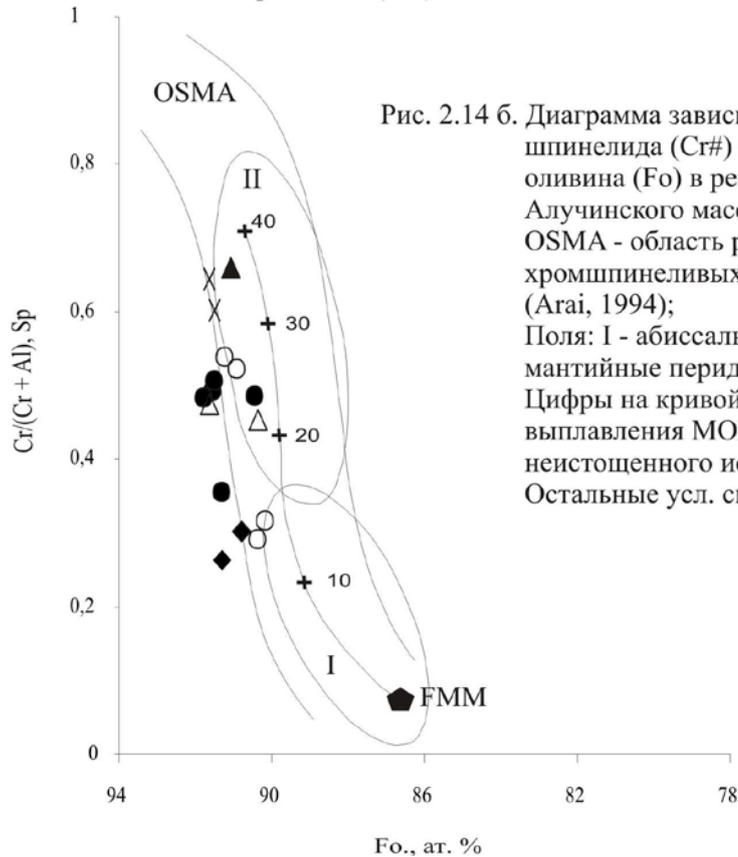


Рис. 2.14 б. Диаграмма зависимости хромистости шпинелида (Cr#) от магнезиальности оливина (Fo) в рестиговых ультрабазитах Алучинского массива.

OSMA - область равновесных оливин-хромшпинеливых мантийных парагенезисов (Arai, 1994);

Поля: I - абиссальные и II- супрасубдукционные мантийные перидотиты (Pearce et al., 2000).

Цифры на кривой соответствуют степени выплавления MORB из первичного мантийного неистощенного источника (Pearce et al., 2000).

Остальные усл. см рис. 2.14 а.

Табл. 2.4. Состав хромшпинелидов (мас %) в породах Алучинского массива.

пп	Компо-	n	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeOsum	MnO	MgO	NiO	V ₂ O ₃	ZnO	Fe ₂ O ₃ (расч)	FeO(расч)	Сумма	Cr#	Mg#	F
1	4018-2	2	0,04	0,03	23,27	43,79	15,42	0,20	16,08	0,21	0,24	0,23	1,90	13,71	99,66	0,263	0,676	0,020
2		3	0,06	0,02	26,34	40,94	15,96	0,19	15,56	0,20	0,27	0,17	1,94	14,21	99,90	0,301	0,660	0,021
3		1	0,07	0,02	24,19	42,84	15,43	0,21	16,03	0,20	0,30	0,35	2,02	13,61	99,82	0,275	0,677	0,020
4	4022	4	0,15	0,03	39,48	27,31	18,06	0,29	13,02	0,10	0,20	0,20	2,54	15,78	99,08	0,492	0,595	0,030
5		4	0,14	0,05	38,33	27,53	18,56	0,31	12,85	0,09	0,18	0,19	2,96	15,89	98,52	0,483	0,590	0,034
6	4022-1	5	0,10	0,04	40,69	26,74	18,44	0,29	12,86	0,11	0,24	0,20	2,40	16,28	99,76	0,505	0,586	0,028
7		3	0,06	0,05	39,13	27,49	19,44	0,31	12,68	0,09	0,24	0,30	3,13	16,62	99,79	0,488	0,579	0,036
8	4036-3	3	0,08	0,04	26,72	39,22	16,65	0,23	14,85	0,16	0,15	0,24	2,29	14,59	98,57	0,355	0,645	0,025
9		10	0,11	0,06	33,08	33,94	16,10	0,24	14,48	0,17	0,18	0,18	1,83	14,45	98,70	0,359	0,641	0,020
10		3	0,07	0,04	36,18	30,49	18,79	0,29	12,99	0,11	0,16	0,31	2,76	16,30	99,71	0,413	0,587	0,031
11	GAL1-8	3	0,05	0,05	47,05	17,07	23,64	0,27	10,56	-	0,20	0,22	6,19	18,07	99,11	0,649	0,510	0,075
12	4018	3	0,05	0,03	25,48	41,50	15,35	0,23	15,67	0,22	0,16	0,19	1,73	13,79	99,04	0,292	0,669	0,018
13		3	0,04	0,02	24,26	41,87	16,12	0,22	14,95	0,12	0,16	0,50	1,75	14,54	98,41	0,280	0,647	0,019
14	4026-7	4	0,07	0,04	42,05	24,24	18,71	0,31	12,39	0,08	0,17	0,28	3,07	15,94	98,63	0,538	0,581	0,036
15		4	0,08	0,05	42,14	24,39	18,46	0,29	12,34	0,09	0,24	0,23	2,61	16,11	98,56	0,537	0,577	0,031
16		2	0,06	0,05	41,36	25,51	18,41	0,29	12,42	0,09	0,24	0,34	2,48	16,17	98,99	0,521	0,578	0,029
17	4011-4	6	0,04	0,05	27,13	39,25	15,95	0,19	15,24	0,18	0,15	0,23	2,21	14,02	98,63	0,317	0,660	0,024
18		3	0,06	0,05	26,26	39,60	15,78	0,22	15,43	0,20	0,16	0,36	2,51	13,52	98,36	0,308	0,670	0,027
19	GAL1-2	3	0,07	0,03	45,43	20,14	22,24	0,29	11,58	-	0,23	0,29	5,51	17,28	100,30	0,602	0,544	0,065
20	GAL1-9	3	0,15	0,02	46,59	17,29	23,76	0,26	10,82	-	0,22	0,06	6,42	17,98	99,17	0,644	0,517	0,078
21	4036-5	3	0,04	0,14	34,63	24,71	26,44	0,24	11,50	0,20	0,22	0,19	9,83	17,58	99,28	0,484	0,538	0,116
22		3	0,48	0,10	36,11	25,85	22,23	0,22	12,96	0,13	0,23	0,09	6,68	16,21	99,06	0,484	0,588	0,079
23	4009	3	0,04	0,26	35,65	24,96	27,58	0,34	10,35	0,10	0,18	0,26	8,59	19,84	100,58	0,489	0,482	0,10
24		3	0,05	0,26	33,76	27,41	26,04	0,32	11,46	0,12	0,17	0,16	8,20	18,65	100,56	0,452	0,523	0,09
25	GAL1-20	2	0,18	0,36	31,74	18,61	40,31	0,42	5,87	-	0,39	0,44	16,43	25,51	99,95	0,534	0,291	0,208
26		2	0,25	0,45	33,17	12,19	44,16	0,32	5,27	-	0,33	0,2	20,88	25,35	98,41	0,646	0,270	0,279
27	GAL1-15	3	0,3	0,88	29,25	16,11	43,51	0,36	6,74	-	0,46	0,32	21,07	24,53	100,02	0,549	0,329	0,274
28	GAL1-25	2	0,45	1,29	19,29	3,17	66,09	0,37	3,1	-	0,33	0,21	42,38	27,91	98,50	0,803	0,165	0,627
29	GAL2-16	2	0,16	0,84	30,4	8,25	52,05	0,37	3,96	-	0,24	0,33	27,81	26,99	99,36	0,712	0,207	0,383
30		2	0,19	1	30,23	9,46	50,51	0,43	4,73	-	0,24	0,09	26,74	26,42	99,53	0,682	0,242	0,365
31	4009-3	3	0,07	0,04	27,97	31,71	28,65	0,31	9,91	0,11	0,10	0,27	8,22	21,24	99,96	0,372	0,454	0,010
32		3	0,04	0,13	28,76	29,94	29,67	0,35	9,77	0,13	0,12	0,42	9,51	21,10	100,27	0,392	0,452	0,012

Примечание: 1-3 – шпинелевый лерцолит, 4-11 – клинопироксенсодержащие гарцбургиты, 12-20 – шпинелевые гарцбургиты, 21-24 – дуниты, 25-26 – оливиновый вебстерит, 27 – вебстерит, 28-30 – верлиты, 31-32 – клинопироксенсодержащий троктолит.
1-10, 14-18, 21-24, 31-32 – сектор р. Антипах; 11, 19, 20, 25-30 – Правобережный сектор.

Прочерк: элемент не определялся. n – количество точек анализа. Cr[#] = Cr/(Cr + Al), Mg[#] = Mg/(Mg + Fe), F = Fe³⁺/(Fe³⁺ + Cr + Al).

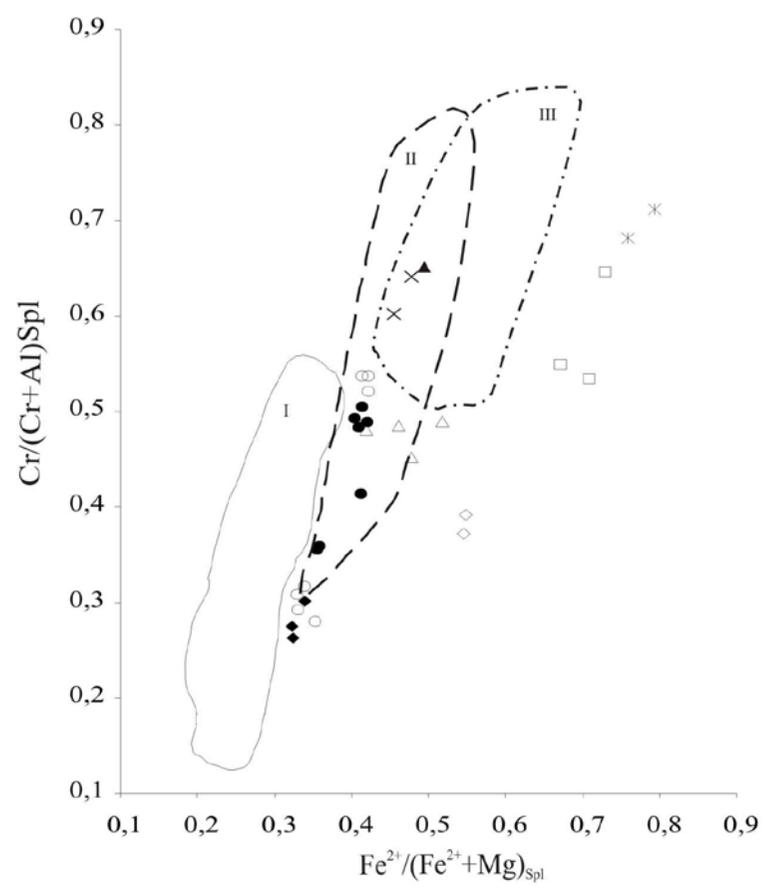


Рис. 2.15. Диаграмма зависимости величины хромистости от железистости для шпинелидов из ультрабазитов Алучинского массива (Базылев и др., 2001).
 Поля: I - шпинелевые перидотиты COX (Dick, Bullen, 1984);
 II - надсубдукционные шпинелевые гарцбургиты,
 III-надсубдукционные шпинелевые дуниты (Ishii et al., 1992).
 Остальные усл. обозначения см. рис. 2.14 а.

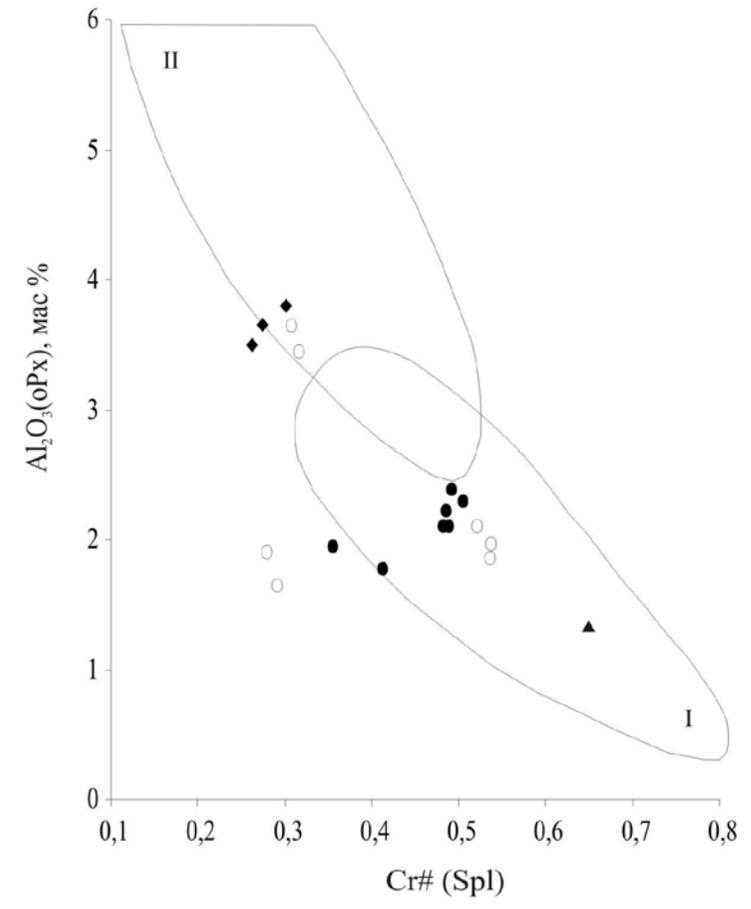


Рис. 2.16. Диаграмма зависимости глиноземистости ортопироксена от хромистости сосуществующего хромшпинелида в реститовых ультрабазитах Алучинского массива.
 Поля: I - супрасубдукционные мантийные перидотиты,
 II - абиссальные мантийные перидотиты по (Ishii et al., 1992).
 Остальные усл. обозначения см. рис. 2.14 а.

умеренная степень окисления железа ($(\text{Fe}^{3+}/(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+})) = 0,021 - 0,038$), а в шпинелидах гарцбургитов из правобережного сектора эта величина повышается до 0,078. В шпинелях из дунитов содержания титана повышаются до (0,14 – 0,26 мас %), а степень окисления железа до 0,116 .

В кумулятивных породах большинство изученных шпинелидов характеризуется высокой железистостью. Наиболее железистыми являются шпинелиды из образцов верлитов (GAL 1-25, 2-16) из правобережного сектора в которых минерал представлен феррит-хромитом? с повышенным содержанием титана, и пониженными содержаниями алюминия и магния, а также с высокой степенью окисления железа ($\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al} + \text{Cr}) = 0,37-0,63$).

Шпинелиды дунитов из сектора реки Антипихи (4036-5, 4009) характеризуются умеренной хромистостью ($\text{Cr}\# = 0,37 - 0,49$), повышенными содержаниями титана - 0,14 – 0,26 мас % и повышенной степенью окисления железа – 0,08 – 0,10.

Ортопироксен (табл. 2.5).

В реститовых ультрабазитах минерал представлен энстатитом с высоким значением магнезиальности ($\text{Mg}\# = 90,8 - 92,9$) сопоставимой с магнезиальностью сосуществующих оливинов, высокой концентрацией хрома ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,4 - 0,8$ мас %) и низкой концентрацией титана ($\text{TiO}_2 = 0,01 - 0,02$ мас %). Основные различия в составе ортопироксенов фиксируются только между группами пород. Так концентрация глинозема в клинопироксеновых гарцбургитах составляет ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,33 - 2,38$ мас %), в большинстве гарцбургитов ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,64 - 2,75$ мас %). В образце гарцбургита (4011-4) содержания глинозема составляют ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,44 - 3,65$ мас %), что сопоставимо с концентрациями в лерцолите (4018-2) ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,50 - 3,80$ мас %). На диаграмме зависимости хромистости шпинелида от глиноземистости изученные пироксены образуют тренд с обратной зависимостью характерный для мантийных перидотитов (рис 2.16). При этом большинство фигуративных точек попадает в поле составов надсубдукционных перидотитов. В поле океанических составов попадают ортопироксены из образца лерцолита (4018-2) и гарцбургита (4011-4).

В породах полосчатого комплекса ортопироксен присутствует только в вебстиритах правобережного сектора. По сравнению с ортопироксенами из реститовых пород в нем наблюдается пониженная магнезиальность ($\text{Mg}\# = 83,3 - 86,2$), пониженные концентрации хрома ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,23 - 0,39$ мас %), и повышенные концентрации титана ($\text{TiO}_2 = 0,07-0,09$ мас %), марганца ($\text{Mn} = 0,19 - 0,26$ мас %) и железа ($\text{FeO} = 9,08 - 10,94$ мас %). Концентрация глинозема сопоставима с концентрацией этого элемента в реститовых ультрабазитах ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,6 - 1,76$ мас %).

Табл. 2.5. Состав ортопироксенов (мас %) в породах Алучинского массива.

пп	1	2	3	4	5	6	7	8
Компонент	4018-2			4036-3		4022		
n	5	4	4	5	3	6	5	3
SiO ₂	54,14	55,19	54,66	56,26	50,84	56,77	56,71	56,67
TiO ₂	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,82	0,88	0,85	0,55	0,33	0,63	0,81	0,55
Al ₂ O ₃	3,50	3,80	3,65	1,95	1,77	2,38	2,23	2,10
FeO	5,96	6,05	6,00	5,81	6,91	5,67	5,62	5,70
MnO	0,14	0,16	0,15	0,16	0,15	0,14	0,14	0,15
MgO	33,27	33,13	33,20	34,11	39,18	34,31	33,87	34,30
CaO	0,63	0,77	0,70	0,60	0,22	0,66	0,85	0,98
Na ₂ O	0,08	0,10	0,09	0,02	0,02	0,09	0,06	0,08
Total	98,56	100,07	99,32	99,48	99,44	100,69	100,31	100,55
Mg#	90,87	90,71	90,79	91,28	91,04	91,51	91,48	91,47
(Fe ₂ Si ₂ O ₆)	0,08	0,09	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08
(Mg ₂ Si ₂ O ₆)	0,84	0,83	0,84	0,87	0,88	0,87	0,87	0,87
(Ca ₂ Si ₂ O ₆)	-	-	-	-	-	-	-	-
пп	9	10	11	12	13	14	15	16
Компонент	4022-1			GAL1-8	4026-7			4011-4
n	3	3	3	3	3	7	3	5
SiO ₂	56,83	56,39	57,05	56,97	56,64	56,48	57,23	55,77
TiO ₂	0,02	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Cr ₂ O ₃	0,61	0,54	0,50	0,48	0,58	0,65	0,49	0,67
Al ₂ O ₃	2,22	2,29	2,10	1,33	1,96	2,10	1,85	3,44
FeO	5,92	5,64	6,03	6,16	5,72	5,71	5,81	5,79
MnO	0,14	0,15	0,16	0,15	0,14	0,16	0,15	0,16
MgO	33,81	34,56	33,95	34,12	34,09	33,84	34,47	34,04
CaO	0,83	0,59	0,98	0,75	0,63	0,80	0,77	0,85
Na ₂ O	0,04	0,06	0,03	0,01	0,04	0,04	0,02	0,05
Total	100,43	100,36	100,84	99,99	99,81	99,80	100,81	100,80
Mg#	91,05	91,61	90,93	90,8	91,40	91,35	91,36	91,28
(Fe ₂ Si ₂ O ₆)	0,09	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08
(Mg ₂ Si ₂ O ₆)	0,87	0,87	0,87	0,88	0,87	0,87	0,88	0,85
(Ca ₂ Si ₂ O ₆)	-	-	-	-	-	-	-	-
пп	17	18	19	20	21	22	23	24
Компонент	4011-4		4018			GAL1-15	GAL1-20	GAL1-12
n	3	3	4	3	3	3	3	2
SiO ₂	55,90	54,02	55,85	56,55	55,89	56,04	55,07	55,77
TiO ₂	0,02	0,03	0,02	0,05	0,05	0,09	0,07	0,08
Cr ₂ O ₃	0,50	0,74	0,52	0,40	0,54	0,39	0,27	0,23
Al ₂ O ₃	3,45	3,65	2,75	1,64	1,90	1,71	1,6	1,76
FeO	4,64	5,85	5,91	6,39	6,40	10,41	9,08	10,94
MnO	0,11	0,13	0,15	0,18	0,16	0,24	0,19	0,26
MgO	33,82	32,91	34,89	34,20	34,28	31,52	31,73	30,52
CaO	0,48	2,28	0,36	0,46	0,75	0,82	0,6	0,8
Na ₂ O	0,05	0,07	0,05	0,04	0,04	0,01	0,01	0,01
Total	98,97	99,67	100,48	99,90	100,01	101,23	98,63	100,37
Mg#	92,85	90,89	91,32	90,51	90,51	84,4	86,2	83,3
(Fe ₂ Si ₂ O ₆)	0,07	0,08	0,08	0,09	0,09	0,15	0,13	0,16
(Mg ₂ Si ₂ O ₆)	0,86	0,84	0,86	0,87	0,87	0,81	0,83	0,80
(Ca ₂ Si ₂ O ₆)	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание: 1-3 - шпинелевый лерцолит, 4-12 - клинопироксенсодержащие гарцбургиты, 13-21 - гарцбургиты, 22 - вебстерит, 23-24 - оливиновые вебстериты. 1-11,13-21 - сектор р. Антипиха; 12, 22-24 - Правобережный сектор. n - количество точек анализа.

Клинопироксен (табл. 2.6).

Мантийные перидотиты

В шпинеливых гарцбургитах и образце лерцолита крупные зерна клинопироксена представлены диопсидом ($\text{En}_{48-53} \text{Wo}_{38-44} \text{Fs}_{3-9}$) (рис. 2.17). Для них характерны низкие концентрации с незначительными вариациями титана ($\text{TiO}_2 = 0,02 - 0,08$ мас %), хрома ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,66 - 1,03$ мас %) и натрия ($\text{Na}_2\text{O} = 0,10 - 0,20$ мас %). Наибольшие вариации наблюдаются в содержании глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,47 - 2,76$ мас %) и кальция ($\text{CaO} = 21,43 - 24,12$ мас %). Содержание натрия в клинопироксене из лерцолита соответствует содержанию этого компонента в клинопироксенах из гарцбургитов при том, что шпинелиды в гарцбургитах являются более хромистыми. Низкие содержания натрия соответствуют содержанию этого элемента в клинопироксенах из шпинеливых перидотитов океанической литосферы (рис. 2.18) (Базылев, 1993б; Kornprobst, et all. 1981).

В целом, для изученных клинопироксенов характерно уменьшение концентраций титана и глинозема с увеличением хромистости шпинелида, что соответствует поведению этих компонентов в процессе плавления мантийного вещества (рис. 2.19 а, б). В то же время, в клинопироксене из лерцолита (4018-2) концентрации титана меньше чем в образце гарцбургита (4036-3) с большей хромистостью хромшпинелида.

Табл. 2.6. Состав клинопироксенов (мас %) в породах Алучинского массива.

пп	1	2	3	4	5	6	7	8
Компонент	4018-2		4022		4022-1		4036-3	GAL1-8
n	5	5	3	2	3	3	2	3
SiO ₂	52,28	51,64	53,82	53,51	53,71	53,44	52,45	54,09
TiO ₂	0,05	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,08	0,02
Cr ₂ O ₃	0,90	0,86	0,89	0,99	1,03	0,69	0,70	0,66
Al ₂ O ₃	2,73	2,76	2,38	2,04	2,37	2,03	2,63	1,47
FeO	1,81	1,90	2,18	1,80	1,78	2,25	1,96	1,99
MnO	0,08	0,08	0,09	0,11	0,10	0,09	0,09	0,12
MgO	17,36	16,93	19,02	17,27	17,45	17,47	17,70	17,79
CaO	24,12	24,08	21,43	23,89	22,79	23,41	23,25	23,73
Na ₂ O	0,15	0,10	0,18	0,16	0,14	0,20	0,15	0,10
Сумма	99,49	98,41	100,03	99,77	99,40	99,68	98,99	99,98
Mg#	94,47	94,07	93,99	94,47	94,59	93,27	94,15	94,1
(Fe ₂ Si ₂ O ₆)	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
(Mg ₂ Si ₂ O ₆)	0,48	0,48	0,53	0,48	0,49	0,48	0,49	0,49
(Ca ₂ Si ₂ O ₆)	0,43	0,43	0,38	0,44	0,42	0,43	0,41	0,44

Табл. 2.6 (окончание)

пп	9	10	11	12	13	14	15	16
Компонент	GAL1-15	GAL1-20	GAL1-12	4009-3			4009-4	
n	3	3	2	3	3	3	3	3
SiO2	53,39	52,39	52,43	52,61	52,39	52,18	52,44	52,77
TiO2	0,2	0,15	0,19	0,21	0,20	0,21	0,26	0,25
Cr2O3	0,32	0,65	0,47	0,98	1,05	0,99	0,61	0,66
Al2O3	1,92	2,12	2,26	3,32	3,27	3,38	2,91	2,92
FeO	3,96	3,56	4,26	3,65	3,58	3,64	3,67	3,54
MnO	0,16	0,13	0,11	0,12	0,13	0,14	0,12	0,12
MgO	16,74	16,99	16,44	16,03	15,45	15,42	16,05	16,21
CaO	23,91	23,63	22,7	22,05	22,47	22,17	22,23	22,14
Na2O	0,18	0,18	0,24	0,35	0,36	0,37	0,37	0,35
Total	100,79	99,78	99,11	99,31	98,90	98,50	98,66	98,97
Mg#	88,3	89,5	87,3	88,67	88,50	88,30	88,64	89,07
Fs	0,06	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
En	0,46	0,47	0,46	0,46	0,45	0,45	0,46	0,46
Wo	0,43	0,43	0,41	0,39	0,41	0,40	0,40	0,40
пп	17	18	19	20	21	22	23	24
Компонент	4009-4		4044-2	4012-6				
n	3	3	3	3	3	3	3	3
SiO2	52,72	52,65	52,59	52,72	52,50	52,68	52,55	52,60
TiO2	0,23	0,38	0,33	0,22	0,25	0,20	0,28	0,21
Cr2O3	0,59	0,42	0,44	0,41	0,20	0,16	0,19	0,21
Al2O3	2,91	2,59	2,71	2,16	2,27	2,17	2,57	2,11
FeO	3,94	4,48	4,16	3,98	5,58	5,14	5,39	5,47
MnO	0,13	0,15	0,13	0,13	0,17	0,16	0,16	0,17
MgO	16,33	15,81	15,75	16,05	14,67	15,25	15,32	15,08
CaO	21,99	21,85	21,89	21,94	22,20	21,92	22,20	21,74
Na2O	0,34	0,37	0,39	0,33	0,32	0,33	0,31	0,32
Total	99,16	98,69	98,38	97,94	98,16	98,02	98,97	97,92
Mg#	88,07	86,29	87,10	87,80	82,41	84,10	83,51	83,08
Fs	0,06	0,07	0,07	0,06	0,09	0,08	0,09	0,09
En	0,46	0,45	0,45	0,46	0,42	0,44	0,44	0,43
Wo	0,40	0,40	0,40	0,41	0,42	0,42	0,41	0,41

Примечание: 1-2 - шпинелевый лерцолит, 3-8 - клинопироксенсодержащие гарцбургиты, 9 - вебстерит, 10-11 - оливиновые вебстериты, 12-14 - клинопироксеновый троктолит, 15-17 - оливиновое габбро, 18-24 - габбро.

1-7, 12-24 - сектор р. Антипиха; 8-11 - Правобережный сектор.

n - количество точек анализа. $Mg\# = 100Mg^{+}/(Mg^{+}+Fe^{2+})$

Кумулятивный комплекс

Все проанализированные клинопироксены из кумулятивных пород относятся к группе диоксида (En₄₂₋₄₇ Wo₃₉₋₄₃ Fs₅₋₉) (рис. 2.17). Наибольшая магнезиальность наблюдается в пироксенах из ультраосновных кумулятов ($Mg\# = 87,3 - 89,5$),



Рис. 2.17. Классификационная диаграмма для пироксенов (Poldervaart, Hess, 1951).
Клинопироксены из: 1- клинопироксенсодержащих гарцбургитов, 2- кумулятивных перидотитов, 3-плагноклазовых перидотитов и габбро;
ортопироксены из: 4 - реститовых перидотитов, 5 - вебстеритов.

а также в образце габбро (4044-2) ($Mg^{\#} = 86,3 - 87,8$). Более низкая магнезиальность наблюдается в образце габбро (4012-6) ($Mg^{\#} = 82,4 - 84,10$). Концентрации титана в клинопироксенах сопоставимы для всех рассмотренных типов пород и составляют в среднем ($TiO_2 = 0,23 - 0,26$ мас %). При этом наибольшее значение ($TiO_2 = 0,38$ мас %) наблюдается в минерале из габбро (4044-2), а наименьшее ($TiO_2 = 0,15$ мас %) в оливиновом вебстерите (GAL 1-20). В целом для изученных клинопироксенов кумулятивных пород наблюдается снижение концентрации титана с увеличением магнезиальности, что является характеристикой процесса кристаллизационной дифференциации (рис.2.20а). Исключение составляют клинопироксены из габбро (4012-6), которые при сопоставимой титанистости имеют более высокие значения магнезиальности.

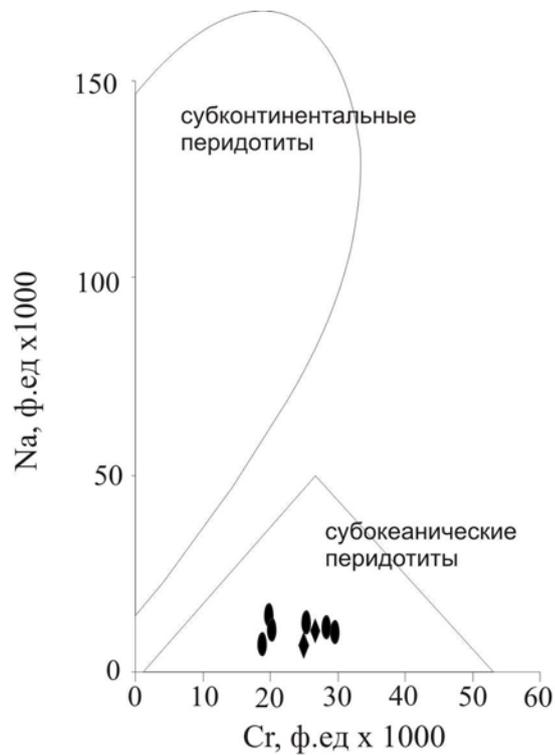


Рис. 2.18. Диаграмма зависимости концентрации Na от концентрации Cr (формульные единицы) для клинопироксенов из реститовых ультрамафитов Алучинского массива (Kornprobst, et al., 1981). Усл. обозначения см. рис. 2.14 а.

Вариации глинозема колеблются в незначительном диапазоне ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.92 - 3.38$ мас. %) и практически не изменяются с падением магнезиальности (рис. 2.20б). Наибольшие концентрации кальция (до 24 мас. %) наблюдаются в клинопироксене вебстеритов. В остальных случаях содержания кальция находятся в пределах ($\text{CaO} = 21,7 - 22,2$ мас. %).

Концентрации хрома варьируют в широком диапазоне ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,19 - 1,05$ мас. %) и возрастают с увеличением магнезиальности (рис. 2.20в). Обращает внимание значительный разрыв в концентрациях Cr_2O_3 в клинопироксенах из двух петрографически близких образцов габбро. В обр. 4012-6 концентрации хрома составляют около 0,2 мас. %, а в обр. 4044 - 2 ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,44$ мас. %), что приближается к концентрации хрома в клинопироксенах ультраосновных кумулятов.

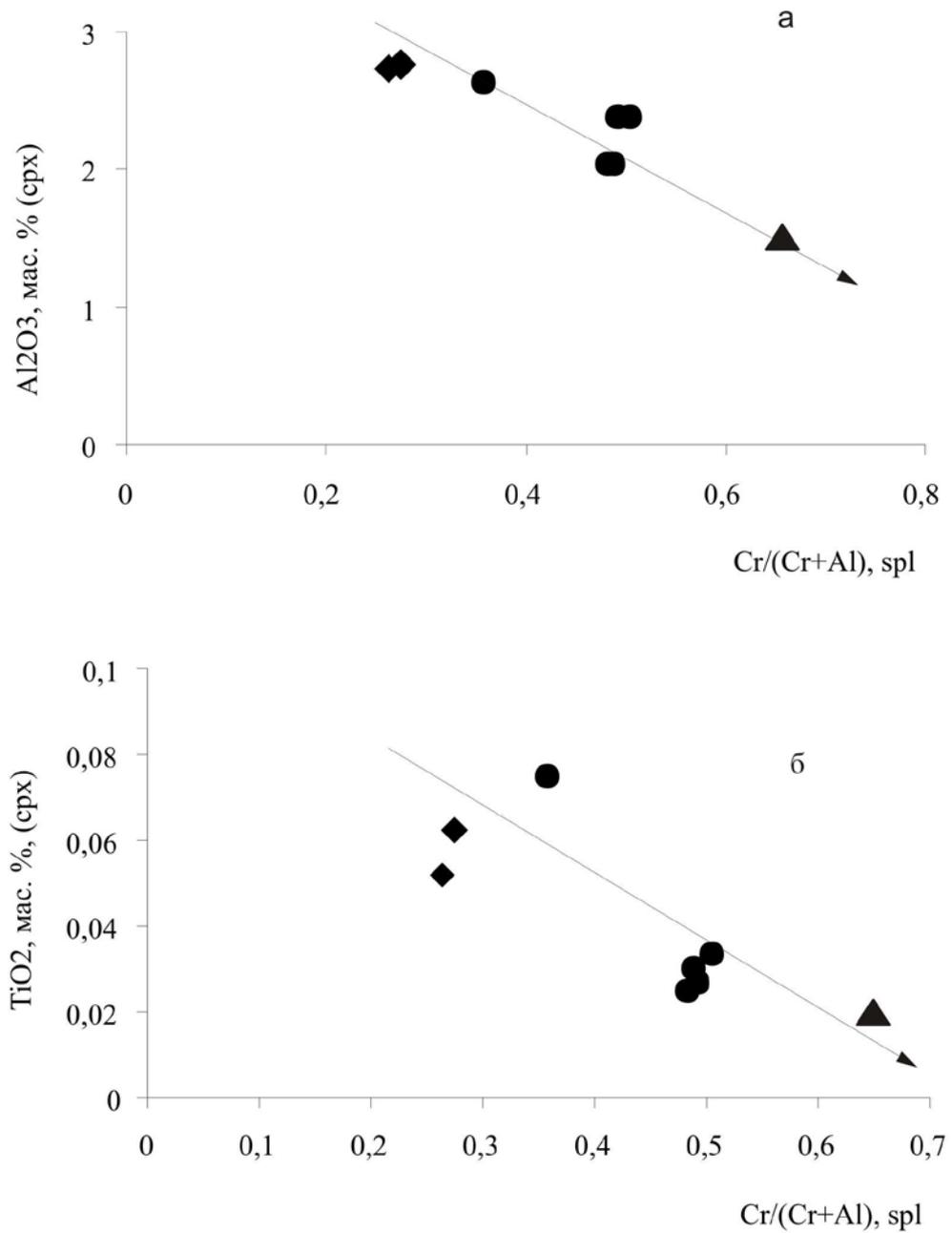


Рис.2.19. Диаграммы зависимости содержаний Al₂O₃(а) и TiO₂(б) (мас. %) в клинопироксенах от величины хромистости сосуществующего шпинелида в мантийных ультрабазитах Алучинского массива. Стрелками обозначен тренд фракционного плавления, остальные условные обозначения см. на рис. 2.14 а.

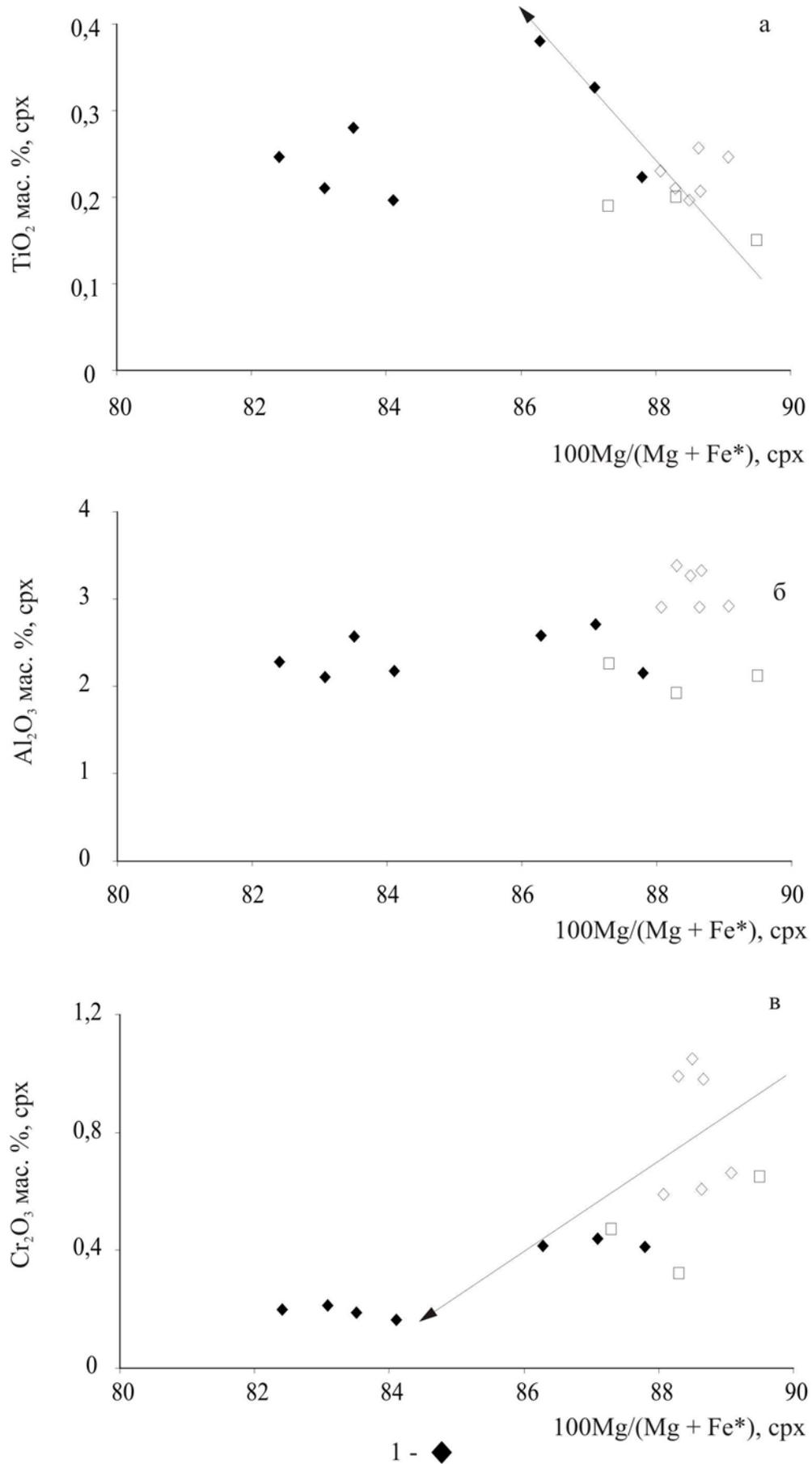


Рис. 2.20. Диаграммы зависимости содержаний TiO_2 (а), Al_2O_3 (б), Cr_2O_3 (в) (мас. %) от магнезиальности в клинопироксенах из кумулятивных пород Алучинского массива. 1- габбро; стрелкой обозначен тренд кристаллизационной дифференциации. остальные условные обозначения см. рис. 2.14 а.

Плагиоклаз (табл. 2.7)

Все изученные зерна плагиоклаза характеризуются высоким содержанием кальция. Наиболее основные плагиоклазы присутствуют в образцах оливинового габбро и плагиоклазового верлита и представлены преимущественно анортитом (An_{88-100}). Плагиоклазы из образцов габбро представлены битовнитом (An_{81-90}). Для всех плагиоклазов характерна зональность выраженная увеличением величины анортитового минала от центра к краю (табл. 2.7)

Табл. 2.7. Состав плагиоклазов (мас %) в породах Алучинского массива.

ПП	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Компонент	4009-3			4009-4			4044-2		4012-6		
n	3	3	3	1(кр)	1(ц)	2			1(кр)	1(ц)	3
SiO ₂	42,44	44,66	44,49	44,01	28,91	42,90	38,61	45,88	45,39	46,07	45,88
Al ₂ O ₃	33,02	35,45	35,16	25,69	40,02	26,83	30,85	34,95	36,14	34,66	42,53
FeO	0,38	0,40	0,22	0,15	0,03	0,12	0,10	0,21	0,19	0,15	25,87
CaO	19,69	18,65	18,82	27,53	19,46	26,44	24,48	18,11	18,89	17,33	14,74
Na ₂ O	1,49	1,14	1,11	0,07	0,97	0,24	0,43	1,58	1,22	1,98	11,29
K ₂ O	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05	0,03	0,01	0,02	0,01	4,38
TOTAL	97,08	100,32	99,82	97,45	89,40	96,58	94,48	100,73	101,84	100,20	35,04
An	88	90	90	100	92	98	84	86	90	83	81

Примечание: 1-3 - клинопироксенсодержащий троктолит, 4-6 - оливиновое габбро, 7-11 - габбро.
Все образцы из сектора р. Антипиха.

Петрохимическая характеристика пород

На рис. 2.21 представлена диаграмма зависимости содержания магния от содержания глинозема, на которую нанесены составы пород из плутонических комплексов Алучинского массива. В этих координатах мантийные ультрабазиты характеризуются наибольшими концентрациями магния, совпадают с трендом парциального плавления и образуют компактное поле, совпадающее с полем мантийных пород офиолитов Троодоса. Точки составов всех остальных пород расположены вдоль тренда фракционной кристаллизации по обе его стороны, что соответствует их кумулятивной природе. Они образуют две группы (серии), одна из которых представлена перидотитами, которые не обнаруживают обогащения глиноземом и располагается вдоль оси MgO/SiO₂. В составе этой группы выделяются верлиты, клинопироксениты, вебстериты иногда в сочетании с оливином. Вторая группа образует протяженный ряд составов, характеризующийся сильным увеличением концентраций глинозема. Эта группа представлена плагиоклаз содержащими перидотитами, троктолитами, оливиновыми габбро и габбро.

Мантийные ультрабазиты (табл. 2.8).

Мантийные породы характеризуются значительными вариациями ппп от 4,39 мас. % до 14,20 мас. % (в среднем – 10,48 мас.%), что соответствует средней и высокой степени серпентинизации, и может оказывать влияние на первичный валовый состав породы. Содержания хрома и алюминия наиболее устойчивы к серпентинизации (Базылев, 1989), что отражается в устойчивой корреляции глинозема с хромистостью шпинелида (рис. 2.22 б) и свидетельствует о реститогенной природе описываемых ультрабазитов.

Согласно (Базылев и др., 1999) состав изохимически метаморфизованных реститовых перидотитов должен удовлетворять следующим условиям: $FeO/SiO_2 = (0,170 - 0,202)$; $Cr_2O_3/SiO_2 = (0,0065 - 0,0119)$; $CaO/Al_2O_3 \leq 2,0$. В противном случае метаморфизм имел аллохимический характер, или перидотиты являются куммулятами. Практически все исследуемые образцы удовлетворяют этим условиям. В нескольких образцах, с очень высоким ппп, наблюдаются незначительные отклонения по отдельным параметрам.

В целом составы реститовых ультрабазитов варьируют в узком диапазоне. Для них характерны высокие концентрации магния ($MgO = 37,8 - 41,56$ мас.%). По величине магниальности ($Mg\# = 88,98 - 91,55$) ультрабазиты соответствуют реститогенным породам офиолитовых комплексов (рис. 2.23б).

Концентрации базальтоидных компонентов очень низкие. Наибольшие содержания кальция и глинозема наблюдаются в образце лерцолита (4018-2) ($CaO = 1,88$ мас.%; $Al_2O_3 = 2,03$ мас.%), в гарцбургитах они составляют ($CaO = 0,1 - 0,9$ мас.%; $Al_2O_3 = 0,5 - 1,27$ мас.%). Содержания титана составляют ($TiO_2 = 0,02 - 0,05$ мас.%).

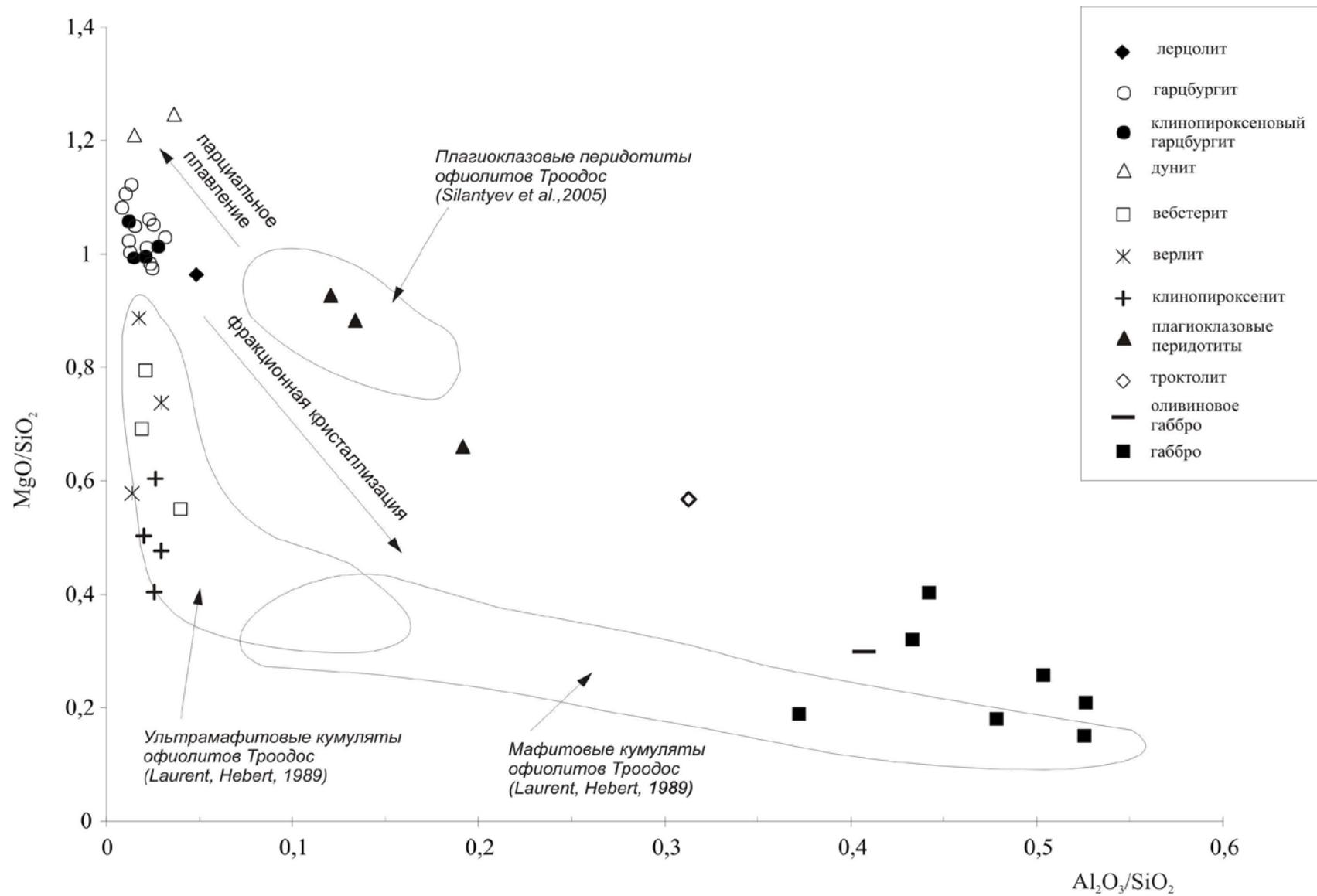


Рис. 2.21. Диаграмма зависимости величины MgO/SiO_2 от величины Al_2O_3/SiO_2 по (Silant'ev et al., 2005) с добавлениями, для пород мантийного и нижнекорового комплексов Алучинского офиолитового массива.

Табл. 2.8. Содержания петрогенных (мас.%) и рассеянных (г/т) элементов в ультраосновных породах Алучинского массива.

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	4018-2	4022	4022-1	4036-3	ГАЛ 1-8	4016-2	4016	4018	4022-3	4026-7
SiO ₂	41,98	39,84	39,03	40,19	38,06	37,54	39,45	42,82	40,51	38,98
TiO ₂	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	н.о.	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	2,03	0,61	1,11	0,87	0,48	0,4	1,02	1,08	0,88	0,49
Fe ₂ O ₃	3,39	-	5,9	-	-	5,6	4,68	-	4,51	-
FeO	4,05	-	1,75	-	-	2,7	2,85	-	3,07	-
FeO*	н.о.	7,62	7,06	7,86	6,62	-	-	8,24	-	7,96
MnO	0,2	0,113	0,11	0,117	0,121	0,11	0,1	0,121	0,1	0,114
MgO	40,44	39,48	39,5	39,93	40,23	41,49	41,43	41,67	40,9	39,88
CaO	1,88	0,75	0,1	0,93	0,42	0,1	0,1	1,2	0,1	0,46
Cr ₂ O ₃	-	0,359	0,386	0,357	0,478	0,278	0,256	0,343	0,314	0,367
Na ₂ O	0,03	н.о.	0,02	н.о.	0,11	0,01	0,01	н.о.	0,01	н.о.
K ₂ O	0,01	н.о.	0,01	н.о.	0,01	0,01	0,01	н.о.	0,01	н.о.
P ₂ O ₅	0,01	0,008	0,01	0,008	0,051	0,01	0,01	0,006	0,01	0,012
ППП	5,2	10,07	11,72	9,45	13,07	11,39	10,04	4,39	9,35	11,47
Сумма	99,26	98,89	106,73	99,74	99,68	99,66	99,98	99,87	99,79	99,77
Cr	3300	2514	2640	2374	-	1900	1750	1908	2150	2391
Ni	2322	2369	2709	2349	2170	990	970	2221	900	2130
V	66	49	47	55	42	71	75	59	74	38
Co	114	101	93	101	86	120	102	82	98	82
Cu	145	11	6	15	-	-	-	7	-	13
Zn	72	30	37	34	-	-	-	26	-	30
Mn	1327	702	790	683	-	-	-	703	-	679
Cs	0,001	0,007	0,005	0,003	-	-	-	0,003	-	0,005
Rb	0,046	0,107	0,070	0,065	-	-	-	0,053	-	0,057
Ba	1	1	2	1	-	-	-	1	-	2
Th	0,005	0,001	0,002	0,004	-	-	-	0,002	-	0,005
U	0,005	0,002	0,002	0,003	-	-	-	0,001	-	0,002
Pb	0,317	0,058	0,034	0,675	-	-	-	0,051	-	0,068
Nb	0,052	0,052	0,034	0,064	-	-	-	0,079	-	0,067
Ta	0,008	0,005	0,008	0,006	-	-	-	0,011	-	0,010
Sr	0,735	2,886	5,603	1,557	-	-	-	1,025	-	1,642
Zr	1,382	0,207	0,062	0,366	-	-	-	0,093	-	0,130
Hf	0,069	0,006	0,001	0,011	-	-	-	0,003	-	0,004
Ti	503	33	35	55	-	-	-	46	-	27
Y	2,073	0,163	0,128	0,271	-	-	-	0,283	-	0,074
La	0,217	0,059	0,165	0,116	-	-	-	0,119	-	0,492
Ce	0,483	0,132	0,325	0,240	-	-	-	0,249	-	1,013
Pr	0,062	0,015	0,029	0,023	-	-	-	0,019	-	0,080
Nd	0,306	0,045	0,079	0,062	-	-	-	0,055	-	0,251
Sm	0,141	0,008	0,007	0,008	-	-	-	0,009	-	0,024
Eu	0,043	0,003	0,001	0,001	-	-	-	0,002	-	0,003
Gd	0,230	0,010	0,004	0,010	-	-	-	0,011	-	0,015
Tb	0,051	0,002	0,001	0,003	-	-	-	0,003	-	0,002
Dy	0,364	0,018	0,014	0,029	-	-	-	0,038	-	0,011
Ho	0,081	0,005	0,004	0,012	-	-	-	0,013	-	0,003
Er	0,228	0,019	0,018	0,031	-	-	-	0,042	-	0,013
Tm	0,040	0,004	0,004	0,007	-	-	-	0,007	-	0,002
Yb	0,233	0,031	0,034	0,048	-	-	-	0,069	-	0,025
Lu	0,039	0,006	0,006	0,010	-	-	-	0,012	-	0,006

Табл. 2.8 (продолжение)

Компо- ненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	4026	4026-1	4027	4011-4	ГАЛ 1-2	ГАЛ 1-5	ГАЛ 1-11	4036-5	4009	GAL-2-16
SiO ₂	36,99	39,85	35,89	39,24	38,27	38,49	36,88	33,34	33,34	37,71
TiO ₂	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,05	0,07
Al ₂ O ₃	0,87	1,27	0,5	0,52	0,61	0,93	0,33	1,22	0,50	0,67
Fe ₂ O ₃	6,21	5,79	7,12	-	-	-	-	6,85	9,34	-
FeO	1,84	2,64	1,55	-	-	-	-	1,28	0,50	-
FeO*	-	-	-	8,62	6,6	6,60	6,80	-	-	12,48
MnO	0,11	0,11	0,1	0,135	0,12	0,12	0,12	0,13	0,14	0,14
MgO	39,24	40,95	40,25	39,32	40,11	37,80	39,84	41,56	40,32	33,46
CaO	0,2	0,14	0,1	0,63	0,49	0,15	0,25	0,54	0,10	2,75
Cr ₂ O ₃	0,373	0,322	0,395	0,453	0,400	0,435	0,377	-	-	0,586
Na ₂ O	0,01	0,01	0,02	н.о.	0,38	0,34	0,52	0,02	0,03	0,50
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	н.о.	0,07	0,05	0,11	0,01	0,02	0,07
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,016	0,06	0,07	0,26	0,02	0,01	0,05
ППП	13,65	8,99	14,16	10,48	12,4	4,39	14,15	14,20	15,00	10,37
Сумма	99,53	100,11	100,14	99,45	99,55	89,41	99,66	99,22	99,24	98,35
Cr	2550	2200	2700	2784	-	-	-	3226	3710	-
Ni	740	1010	860	2073	2180	2365	2830	3566	1952	570
V	75	77	74	47	85	7	6	18	37	37
Co	98	125	123	93	92	194	182	177	112	120
Cu	-	-	-	12	-	21	15	-	35,09	-
Zn	-	-	-	36	-	63	87	-	38	-
Mn	-	-	-	878	-	-	-	-	896	-
Cs	-	-	-	0,001	-	-	-	-	0,002	-
Rb	-	-	-	0,042	-	-	-	-	0,09	-
Ba	-	-	-	0	-	11,15	54	-	0,79	-
Th	-	-	-	0,004	-	0,01	0,03	-	0,01	-
U	-	-	-	0,001	-	-	-	-	0,01	-
Pb	-	-	-	0,072	-	6	6,2	-	0,40	-
Nb	-	-	-	0,106	-	0,45	0,36	-	0,04	-
Ta	-	-	-	0,011	-	0,03	0,07	-	0,01	-
Sr	-	-	-	0,838	-	12	6,1	-	2,29	-
Zr	-	-	-	0,270	-	2	4,8	-	1,21	-
Hf	-	-	-	0,008	-	0,06	0,04	-	0,04	-
Ti	-	-	-	141	-	8	10	-	152	-
Y	-	-	-	0,180	-	0,32	0,54	-	0,59	-
La	-	-	-	0,123	-	0,200	0,3	-	0,07	-
Ce	-	-	-	0,283	-	0,400	0,5	-	0,18	-
Pr	-	-	-	0,026	-	0,040	0,05	-	0,03	-
Nd	-	-	-	0,087	-	0,100	0,1	-	0,14	-
Sm	-	-	-	0,022	-	0,030	0,05	-	0,04	-
Eu	-	-	-	0,006	-	0,010	0,01	-	0,02	-
Gd	-	-	-	0,032	-	0,050	0,06	-	0,08	-
Tb	-	-	-	0,005	-	0,010	0,01	-	0,01	-
Dy	-	-	-	0,025	-	0,050	0,06	-	0,09	-
Ho	-	-	-	0,007	-	0,010	0,01	-	0,02	-
Er	-	-	-	0,028	-	0,030	0,05	-	0,06	-
Tm	-	-	-	0,004	-	0,010	0,01	-	0,01	-
Yb	-	-	-	0,038	-	0,040	0,09	-	0,06	-
Lu	-	-	-	0,010	-	0,010	0,01	-	0,01	-

Табл. 2.8. (окончание)

Компо- ненты	21	22	23	24	25	26	27	28	29
	4010-3	ГАЛ-1-27	ГАЛ-1-20	ГАЛ-2-10	ГАЛ-1-15	ГАЛ-2-19	ГАЛ-2-21	ГАЛ-2-13	ГАЛ-2-8
SiO ₂	45,82	42,27	44,54	44,28	46,43	52,02	46,11	48,48	49,12
TiO ₂	0,15	0,113	0,06	0,092	0,16	0,17	0,104	0,13	0,162
Al ₂ O ₃	0,63	1,26	0,94	0,85	1,87	1,35	1,21	0,97	1,46
Fe ₂ O ₃	7,02	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,72	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	-	9,11	10,30	7,49	7,66	4,35	6,85	6,4	5,69
MnO	0,14	0,122	0,25	0,141	0,16	0,12	0,139	0,133	0,121
MgO	26,50	31,15	35,40	30,55	25,55	21,07	27,86	24,34	23,39
CaO	12,77	7,07	2,84	7,42	10,43	17,79	10,95	14,42	14,54
Cr ₂ O ₃	-	0,314	0,294	0,270	0,255	0,313	0,337	0,216	0,294
Na ₂ O	0,10	0,49	0,02	0,13	0,34	0,46	0,14	0,31	0,2
K ₂ O	0,02	0,073	0,00	0,011	0,05	0,03	0,011	0,022	0,011
P ₂ O ₅	0,01	0,044	0,03	0,037	0,03	0,03	0,024	0,04	0,039
ППП	5,60	7,67	5,01	8,9	7,27	2,29	5,86	4,19	4,74
Сумма	99,47	99,2	99,66	100,04	99,87	99,55	99,46	99,34	99,57
Cr	3550	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	520	1184	1630	1340	776	468	830	702	1020
V	74	45	55	11	86	53	41	15	27
Co	77	69	117	162	42	6	44	120	140
Cu	-	-	-	31	-	-	-	124	414
Zn	-	-	-	41	-	-	-	13	51
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	-	-	72,9	-	-	-	31	3,03
Th	-	-	-	0	-	-	-	0	0
U	-	-	-	0	-	-	-	0	0
Pb	-	-	-	6	-	-	-	4,2	4,4
Nb	-	-	-	0,23	-	-	-	0	0,11
Ta	-	-	-	0	-	-	-	0	0
Sr	-	-	-	8	-	-	-	12	14,9
Zr	-	-	-	4,3	-	-	-	1,8	3,6
Hf	-	-	-	0,11	-	-	-	0,28	0,12
Ti	-	-	-	65	-	-	-	108	94
Y	-	-	-	2,13	-	-	-	2,3	4,3
La	-	-	-	0,300	-	-	-	0,100	0,200
Ce	-	-	-	0,600	-	-	-	0,400	0,700
Pr	-	-	-	0,110	-	-	-	0,110	0,150
Nd	-	-	-	0,600	-	-	-	0,700	1,000
Sm	-	-	-	0,260	-	-	-	0,320	0,530
Eu	-	-	-	0,120	-	-	-	0,140	0,170
Gd	-	-	-	0,570	-	-	-	0,610	0,810
Tb	-	-	-	0,110	-	-	-	0,100	0,150
Dy	-	-	-	0,740	-	-	-	0,670	1,150
Ho	-	-	-	0,150	-	-	-	0,110	0,240
Er	-	-	-	0,410	-	-	-	0,340	0,710
Tm	-	-	-	0,060	-	-	-	0,050	0,110
Yb	-	-	-	0,400	-	-	-	0,310	0,630
Lu	-	-	-	0,050	-	-	-	0,040	0,070

Примечание: 1 - шпинелевый лерцолит, 2-5 - клинопироксенсодержащие гарцбургиты, 6-17 - шпинелевые гарцбургиты, 18-19 - дуниты, 20-22 - верлиты, 23-24 - оливиновые вебстериты, 25-вебстерит, 26-клинопироксенит, 27-29 - оливиновые клинопироксениты.

Для образцов 1-4, 6-14, 18-19, 21- петрогенные элементы проанализированны методом мокрой химии, для образцов 5, 15-17, 20, 22-29 методом XRF.

Прочерк: элемент не определялся, н.о. - ниже предела обнаружения

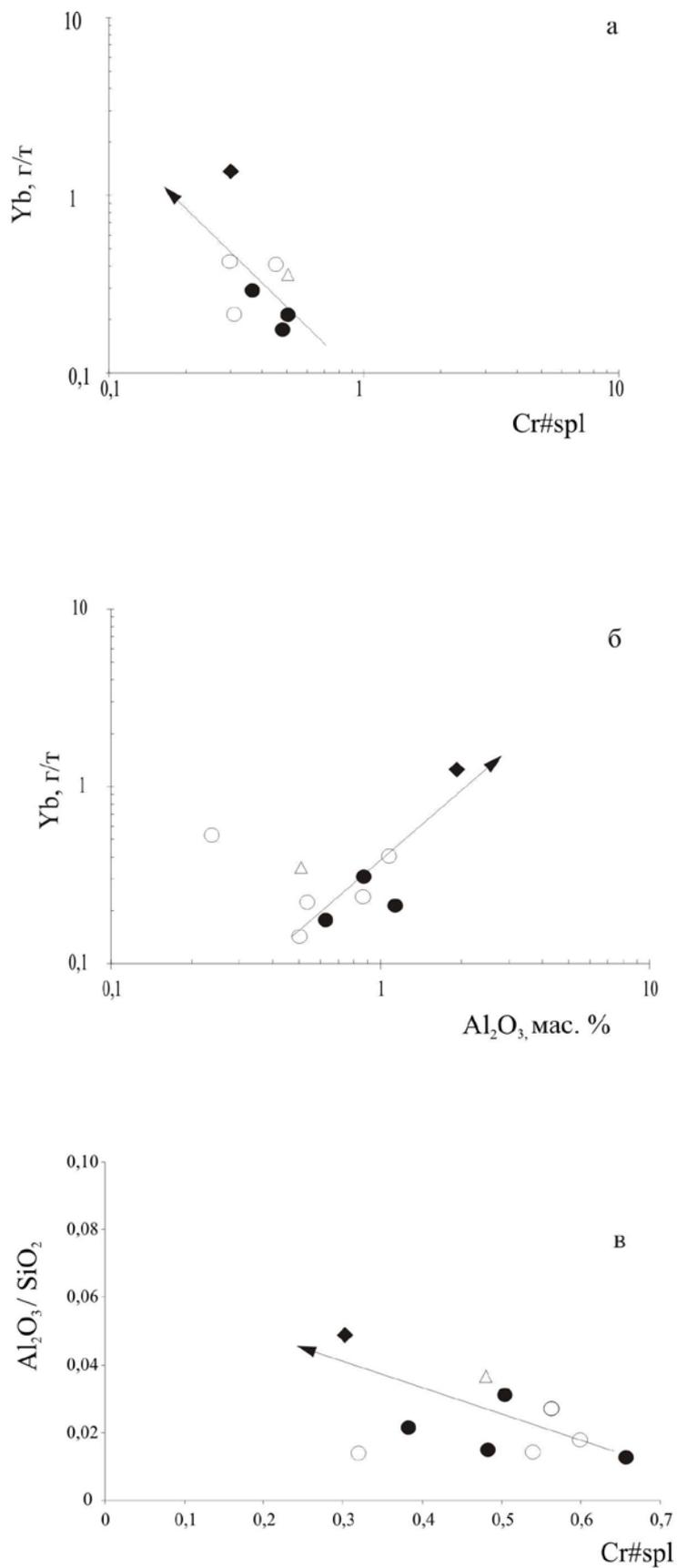


Рис. 2.22. Диаграмма зависимости Yb -Cr# Spl (а), Yb - Al₂O₃ (б), Al₂O₃/SiO₂ - Cr#Spl (в) в реститовых ультрабазитах Алучинского массива. Стрелкой обозначен тренд парциального плавления. Остальные усл. обозн. на рис. 2.14 а.

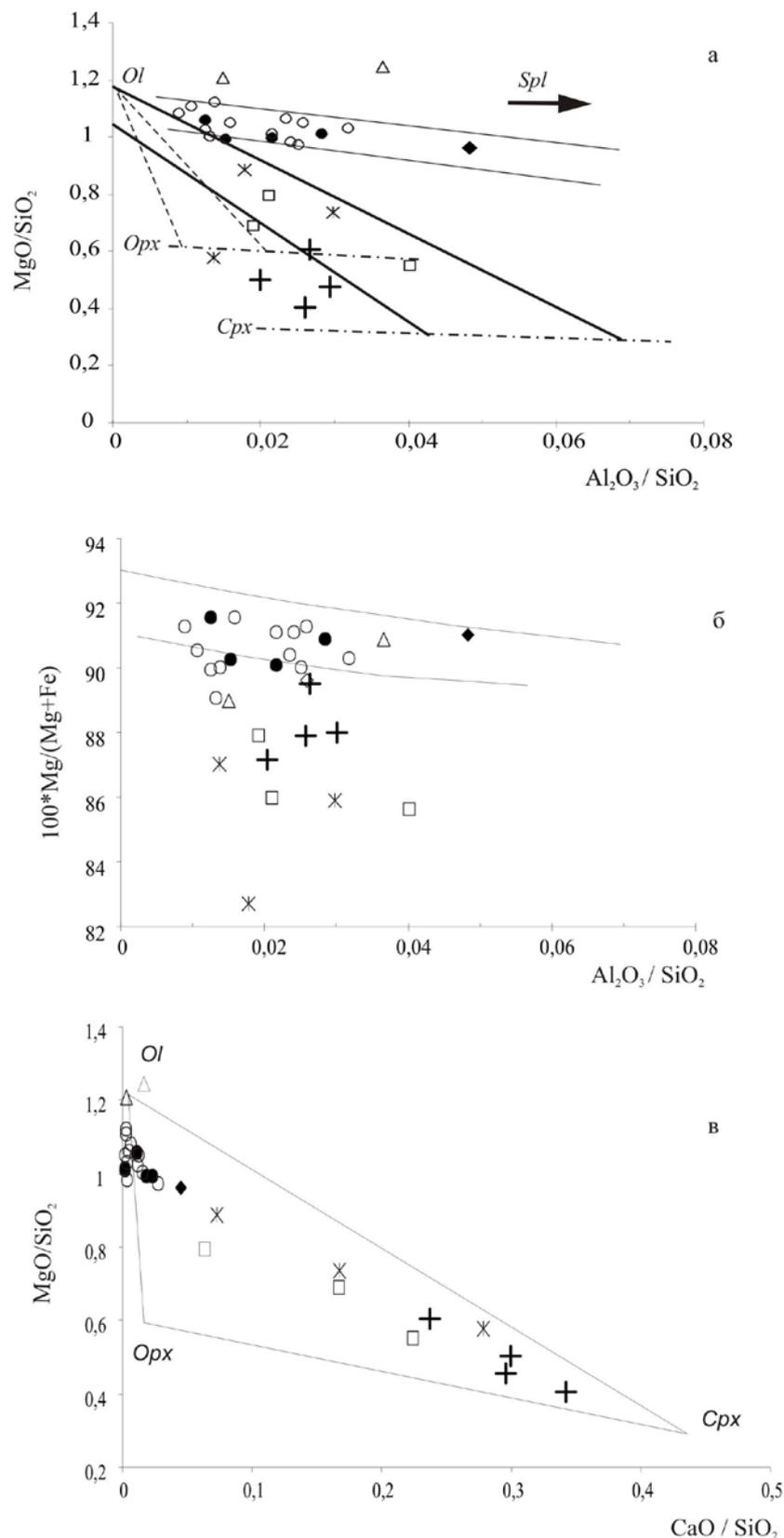


Рис. 2.23. (а, б) - составы перидотитов Алучинского массива в координатах $Al_2O_3/SiO_2 - MgO/SiO_2$ (а), $Al_2O_3/SiO_2 - Mg^{\#}$ (б) и (в) - модальный минеральный состав перидотитов Алучинского массива (Базылев и др., 1999).

(а) – жирными линиями ограничено поле составов силикатной составляющей пород дунит-клинопироксенитовой серии, пунктирная линия – состав силикатной составляющей пород дунит-ортопироксенитовой серии, штрихпунктирная линия – тренды составов пироксенов. Тонкими линиями на (а, б) обозначено поле составов ресгитовых перидотитов из офиолитов. (в) – линиями соединены точки, близкие к средним составам оливина и пироксенов.

Остальные усл. обозначения см. рис. 2.21.

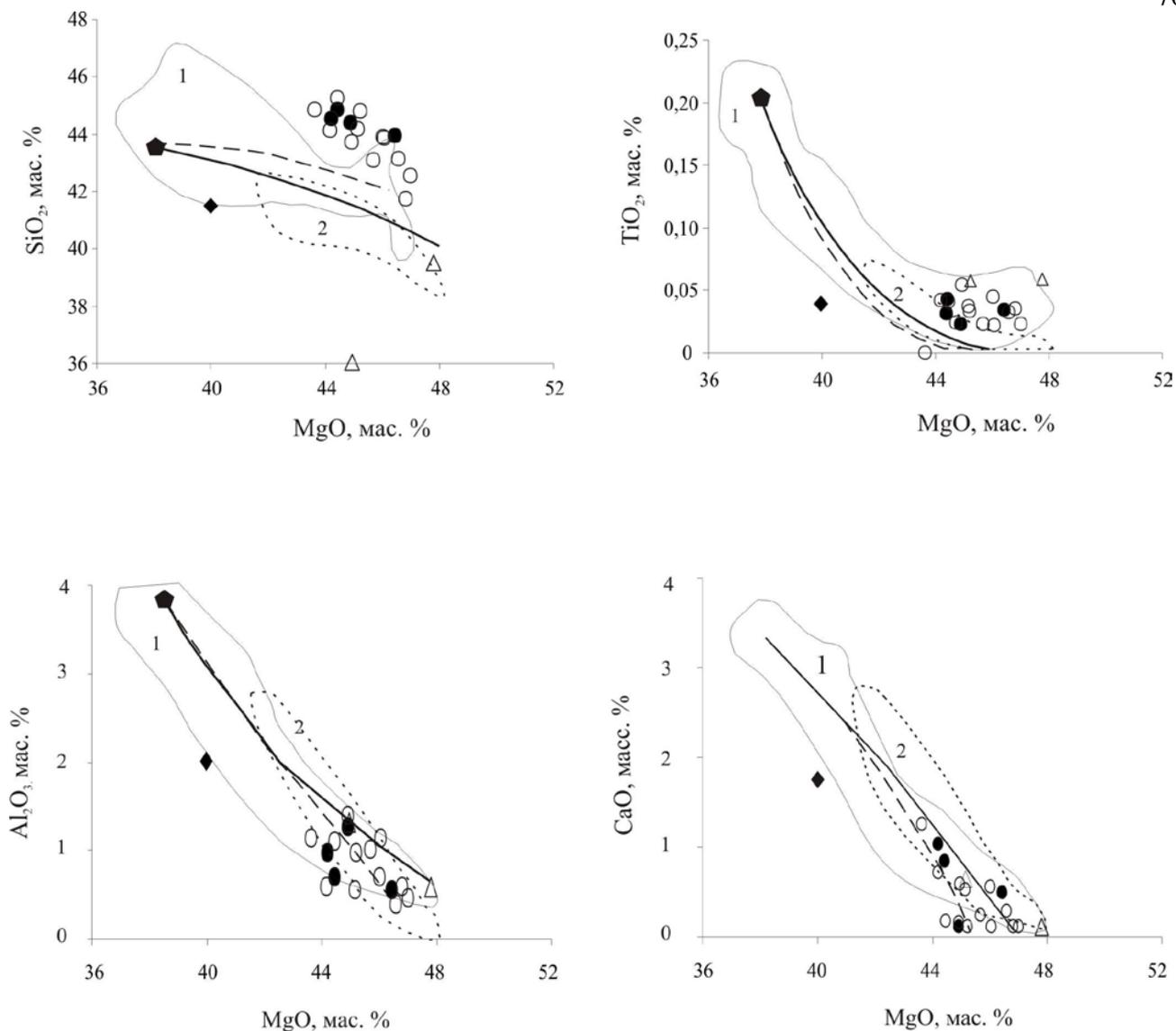


Рис. 2.24. Вариационные диаграммы зависимости SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO от MgO (мас. %) (Осипенко, Крылов, 2001) для реститовых перидотитов Алучинского массива. Поля: 1- область супрасубдукционных перидотитов по (Ramprone et al., 1995; Takazava et al., 2000), 2 - область абиссальных перидотитов по (Niu, 1997). Линиями обозначены модельные кривые для различных условий изобарического частичного плавления: при 1 Гпа - сплошная, при 2.5 Гпа - пунктирная по (Niu, 1997; Takazava et al., 2000).
 ◆ состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.21.

Очень низкие концентрации натрия наблюдаются в ультрабазитах сектора р. Антипи́ха ($\text{Na}_2\text{O} = 0 - 0,02$ мас.%), в гарцбургитах из Правобережного сектора эта величина несколько повышена ($\text{Na}_2\text{O} = 0,1 - 0,52$ мас.%).

Для всех базальтоидных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , Na_2O) наблюдается обратная корреляция с содержанием магния (рис. 2.24), что является характерной чертой мантийных перидотитов и отражает их реститовую природу. По мнению одних исследователей этот процесс связан с частичным плавлением неистощенного мантийного

субстрата с последующим отделением расплава (Jonson, Dick, 1992; Niu, 1997; Takazava et al, 2000; и др). Другие связывают его с реакционным взаимодействием перидотитов и мантийных расплавов (Kelemen et al, 1992).

Кумулятивные ультрабазиты (табл. 2.8).

Среди кумулятивных перидотитов для настоящей работы были отобраны верлиты, оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты, вебстериты, оливиновые вебстериты. Следует отметить, что все исследуемые образцы кумулятов были отобраны из мелких разрозненных глыб в меланже, коренных обнажений или фрагментов, в которых можно было бы наблюдать реальную последовательность пород полосчатого комплекса, не наблюдалось.

Для всех петрографических видов ультраосновных кумулятивных пород характерны широкие вариации петрогенных окислов, что отчетливо отражается на вариационных диаграммах (рис. 2.25). Кумулятивные перидотиты отличаются от мантийных пород пониженной магнезиальностью, которая варьирует в пределах ($MgO = 21,07 - 35,40$ мас.%), повышенными содержаниями титана ($TiO_2 = 0,06 - 0,17$ мас.%), натрия ($Na_2O = 0,02 - 0,5$ мас.%), сильно варьирующими содержаниями кальция ($CaO = 2,75 - 17,79$ мас.%), Содержания глинозема сопоставимы с мантийными ультрабазитами ($Al_2O_3 = 0,6 - 1,87$ мас.%). На вариационных диаграммах зависимости петрогенных окислов от величины MgO (рис. 2.25) ультраосновные кумуляты образуют тренды характеризующиеся ростом концентраций кремния, титана, кальция и натрия с падением величины MgO , что является показателем процесса фракционной кристаллизации.

Химический состав кумулятов определяется модальным количеством цветных минералов – оливина и пироксенов. На диаграмме зависимости $CaO/SiO_2 - MgO/SiO_2$ (рис. 2.23в) ультраосновные кумуляты равномерно располагаются внутри треугольника Ol-Orх-Срх, в то время как мантийные ультрабазиты располагаются вдоль линии Ol – Орх и отличаются повышенным значением величины MgO/SiO_2 . Аналогичные закономерности отображаются на диаграмме зависимости $Al_2O_3/SiO_2 - MgO/SiO_2$ (рис.2.23а). На диаграмму нанесены поля реститовых шпинеливых перидотитов, а также дунит-ортопироксенитовой и дунит – клинопироксенитовой кумулятивных серий. Точки составов ультраосновных кумулятов Алучинского массива отчетливо отделяются от мантийных пород и попадают в поле силикатной составляющей пород дунит-клинопироксенитовой серии. Отдельные образцы клинопироксенитов выходят за нижнюю границу этого поля, приближаясь к линии фракционирования клинопироксена.

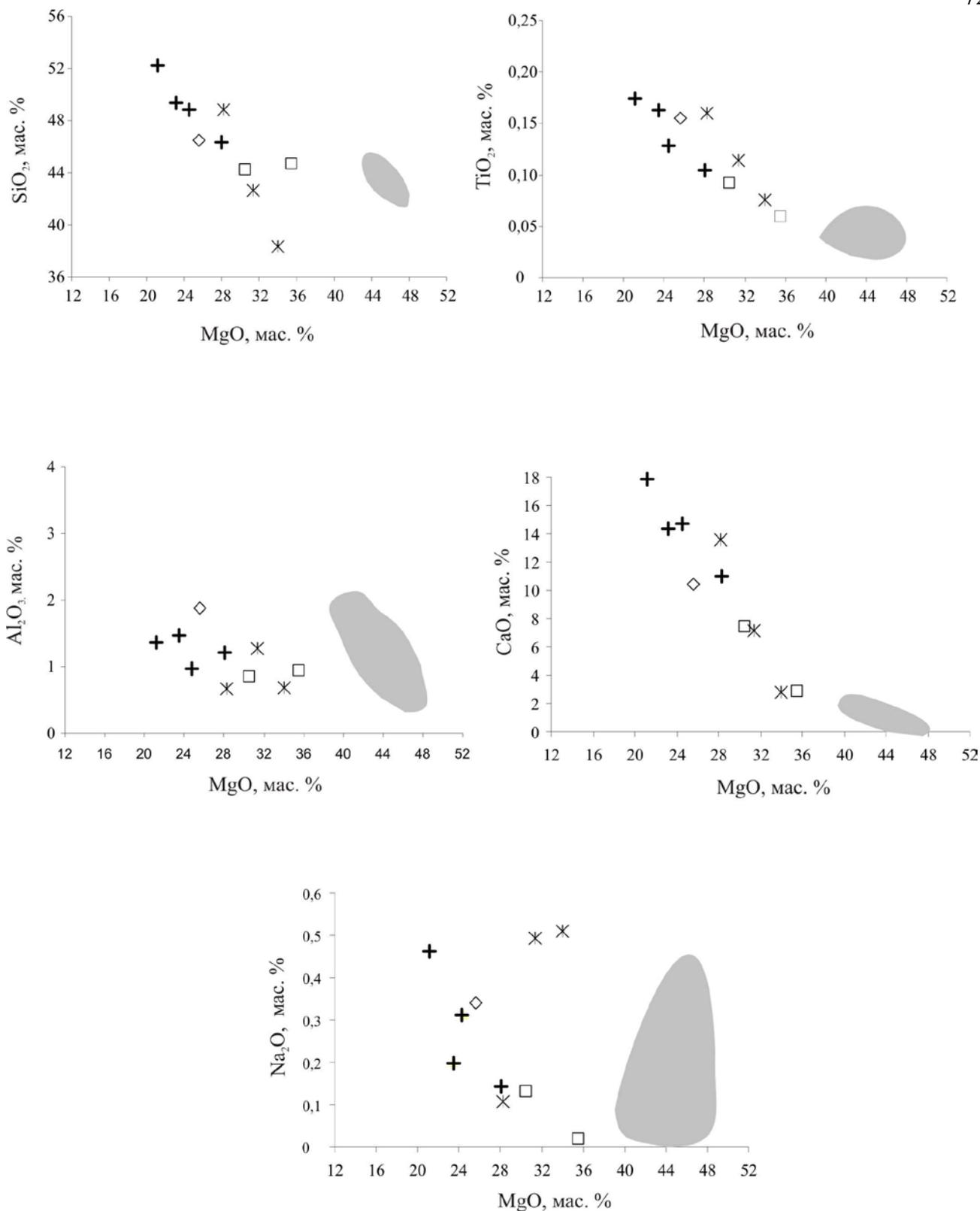


Рис. 2.25. Вариационные диаграммы зависимости SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO, Na_2O от MgO (мас. %) для ультраосновных пород нижнекорового комплекса Алучинского массива. Темным цветом показано поле реститовых перидотитов Алучинского массива. Условные обозначения на рис. 2.21.

Плагиоклазовые перидотиты и габброиды (табл. 2.9)

Породы этой серии характеризуются очень низкими концентрациями титана (TiO_2 – 0,08 – 0,21 мас. %, за исключением образца плагиоперидотита? 4009-1, в котором содержание TiO_2 составляет 0,5 мас.%), широкими вариациями глинозема (Al_2O_3 = 4,46 – 23,94 мас.%) и кальция (CaO = 2,80 – 33,86 мас.%). В группе плагиоперидотитов содержания магния составляют (MgO = 3,36 – 33,28 мас.%), в габбро (MgO = 6,83 – 22,62 мас.%). Вариации величины магнезиальности умеренные (Mg\# = 62,63 – 73,38).

На вариационных диаграммах (рис. 2.26) составы пород демонстрируют увеличение концентраций кальция, глинозема, титана, кремния и натрия с уменьшением магнезиальности, что является показателем процесса кристаллизационной дифференциации. Особенно отчетливо эти закономерности проявлены для кальция и алюминия. Для титана и кремния корреляции с магнезиальностью выражены несколько хуже. Вероятно, это связано с кристаллизацией рудной фазы, что приводит к увеличению содержания титана и уменьшению кремния при сохранении величины магнезиальности.

Табл. 2.9. Содержание петрогенных (мас %) и рассеянных (г/т) элементов в плагиоклазовых перидотитах и габброидах нижнекорового комплекса Алучинского массива.

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	4014-2	4009-1	4009-6	4009-3	4009-4	4010-5	4012-1	4012-3	4012-6	4012-7	4014	4044-1
SiO ₂	36,96	41,54	37,72	40,22	42,32	43,64	40,86	43,92	46,42	45,52	42,46	49,23
TiO ₂	0,15	0,48	0,11	0,07	0,14	0,08	0,09	0,15	0,21	0,14	0,19	0,18
Al ₂ O ₃	4,46	7,97	4,90	12,65	17,31	22,00	18,06	23,12	22,21	23,94	18,42	18,34
Fe ₂ O ₃	6,62	5,82	5,98	5,82	3,83	2,16	5,55	3,36	2,17	2,79	3,2	-
FeO	4,53	4,46	3,81	2,23	1,72	1,69	3,05	1	1,84	1,08	2,08	-
FeO*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,01
MnO	0,16	0,16	0,15	0,13	0,08	0,06	0,13	0,07	0,08	0,05	0,07	0,09
MgO	33,86	26,92	33,28	22,62	12,68	11,17	16,41	9,13	8,35	6,83	13,57	9,24
CaO	3,36	5,94	2,80	8,85	15,23	13,82	9,55	15,12	15,98	15,34	13,75	16,88
Na ₂ O	0,16	1,02	0,15	0,63	0,73	1,24	0,58	1,11	1,2	1,36	1,17	0,03
K ₂ O	0,01	0,16	0,02	0,02	0,06	0,06	0,08	0,05	0,04	0,07	0,22	0,01
P ₂ O ₅	0,01	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,015
ППП	8,9	4,84	10,32	6,81	5,28	3,70	5,18	2,77	1,57	2,1	4,36	1,82
Сумма	99,17	99,35	99,24	100,05	99,38	99,62	99,56	99,8	100,08	99,22	99,49	99,86
Mg [#]	71,08	67,88	73,38	69,75	65,14	70,06	60,83	63,33	62,63	59,15	67,56	63,69
Cr	-	-	-	1408	865	-	-	-	530	-	-	174
Ni	-	-	-	1096	418	-	-	-	148	-	-	225
V	-	-	-	50	70	-	-	-	83	-	-	131
Co	-	-	-	80	43	-	-	-	29	-	-	33
Cu	-	-	-	188	36	-	-	-	18	-	-	97
Zn	-	-	-	28	18	-	-	-	15	-	-	41
Mn	-	-	-	809	528	-	-	-	481	-	-	674
Cs	-	-	-	0,113	1,115	-	-	-	0,010	-	-	0,064
Rb	-	-	-	0,175	1,252	-	-	-	0,053	-	-	1,252
Ba	-	-	-	3	16	-	-	-	12	-	-	14
Th	-	-	-	0,010	0,014	-	-	-	0,013	-	-	0,072
U	-	-	-	0,006	0,009	-	-	-	0,012	-	-	0,027
Pb	-	-	-	0,420	0,427	-	-	-	0,378	-	-	1,204
Nb	-	-	-	0,029	0,054	-	-	-	0,048	-	-	1,455
Ta	-	-	-	0,029	0,013	-	-	-	0,009	-	-	0,100
Sr	-	-	-	119	377	-	-	-	263	-	-	257
Zr	-	-	-	1	3	-	-	-	3	-	-	5
Hf	-	-	-	0,038	0,124	-	-	-	0,122	-	-	0,141
Ti	-	-	-	284	650	-	-	-	810	-	-	1508
Y	-	-	-	1	3	-	-	-	3	-	-	4
La	-	-	-	0,088	0,353	-	-	-	0,270	-	-	0,455
Ce	-	-	-	0,209	0,905	-	-	-	0,693	-	-	1,123
Pr	-	-	-	0,032	0,140	-	-	-	0,114	-	-	0,174
Nd	-	-	-	0,217	0,728	-	-	-	0,709	-	-	1,025
Sm	-	-	-	0,096	0,285	-	-	-	0,271	-	-	0,420
Eu	-	-	-	0,098	0,240	-	-	-	0,208	-	-	0,268
Gd	-	-	-	0,169	0,405	-	-	-	0,381	-	-	0,623
Tb	-	-	-	0,033	0,075	-	-	-	0,069	-	-	0,115
Dy	-	-	-	0,233	0,523	-	-	-	0,470	-	-	0,821
Ho	-	-	-	0,050	0,112	-	-	-	0,098	-	-	0,175
Er	-	-	-	0,130	0,321	-	-	-	0,273	-	-	0,479
Tm	-	-	-	0,020	0,047	-	-	-	0,038	-	-	0,067
Yb	-	-	-	0,119	0,289	-	-	-	0,226	-	-	0,393
Lu	-	-	-	0,017	0,042	-	-	-	0,032	-	-	0,057

Примечание: 1-3 - плагиоклазовые верлиты, 4-клинопироксеновый троктолит, 5 - оливиновое габбро,

6-12 - габбро. Все образцы отобраны в секторе р. Антипиха.

Петрогенные элементы проанализированы методом мокрой химии

Элементы-примеси - методом ISP-MS.

Прочерк: элемент не определялся. $Mg^{\#} = 100Mg^{+}/(Mg^{+}+Fe^{*})$

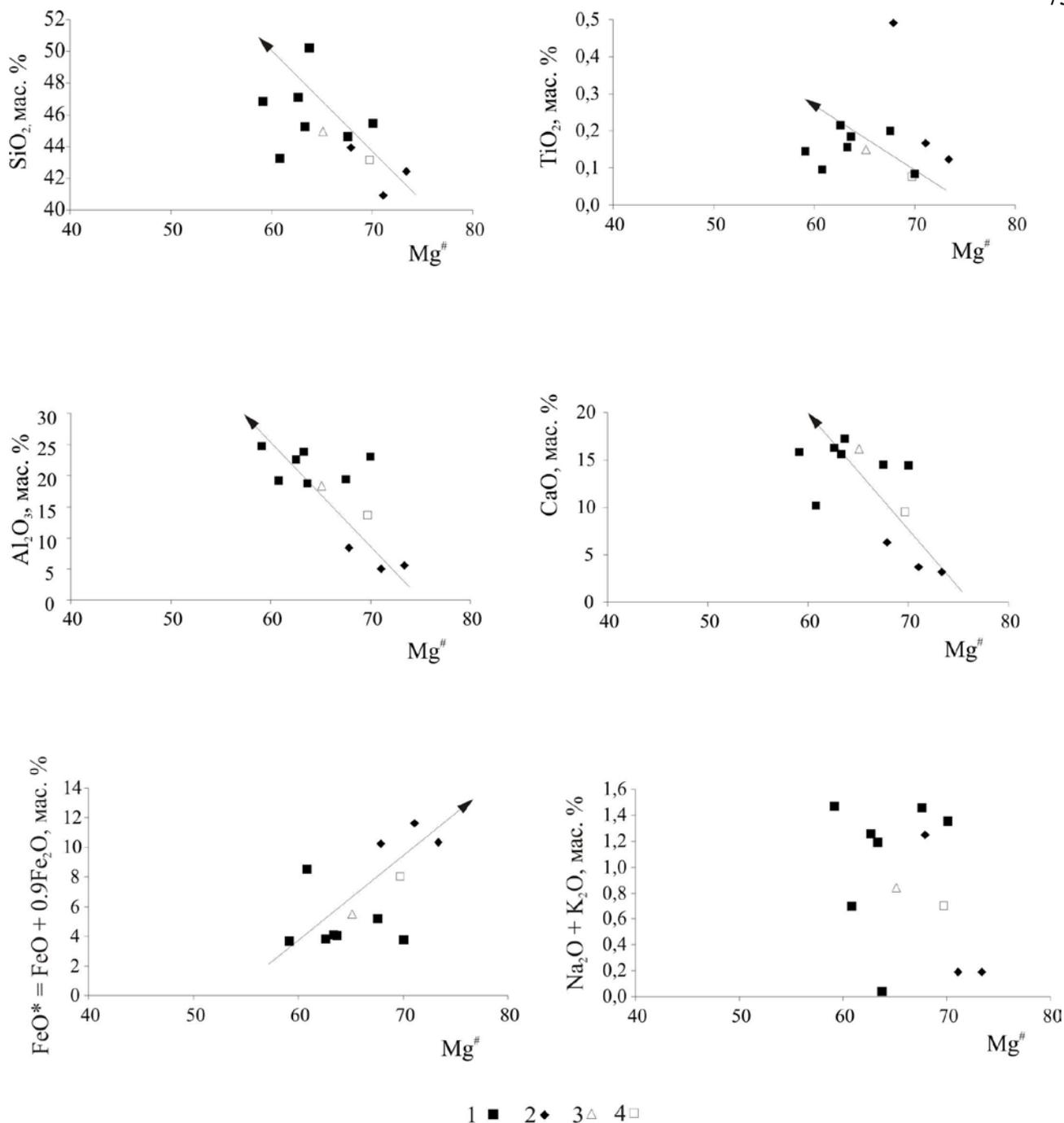


Рис. 2.26. Вариационные диаграммы зависимости SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, FeO^* (мас. %) от $\text{Mg}^\# = 100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^*)$ для плагиоклазовых ультраосновных пород и габбро нижнекорового комплекса Алучинского массива. 1 - габбро, 2- плагиоклазовые пироксениты, 3-ол.габбро, 4 - троктолит; стрелкой обозначен тренд фракционной кристаллизации.

Геохимическая характеристика пород

Мантйные ультрабазиты характеризуются различным характером распределения редкоземельных элементов (РЗЭ). Наибольшие суммарные концентрации наблюдаются в образце лерцолита (обр. 4018-2) ($\text{La} + \text{Sm} + \text{Yb} = 0,59$ г/т). Линия спектра имеет почти прямолинейную форму близкую к хондритовой (рис. 2.27а) с незначительным обеднением

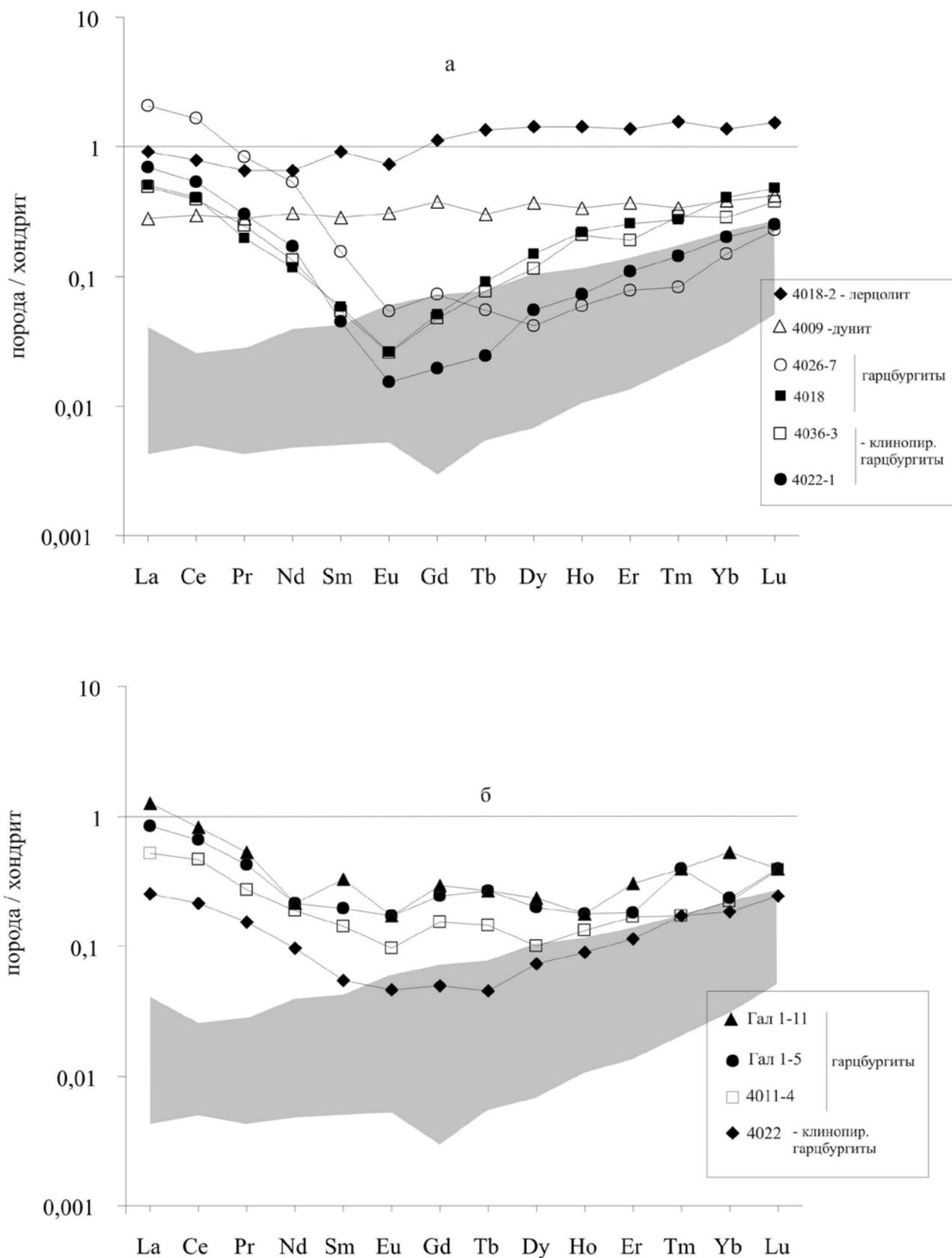


Рис.2.27. Спектры распределения РЗЭ нормированные по хондриту (Sun, McDonough, 1989) в мантийных ультрабазитах Алучинского массива;

(а) обогащенный и V - образные спектры распределения, (б) - U - образный спектр распределения.

Обр. Гал 1-5, 1-11 из сектора Правобережного, остальные образцы из сектора р. Антипиха.

Поле - состав перидотитов из точек "Коникэл симаунт" и "Торишима" Идзу-Бонин-Марианского преддугового бассейна (Parkinson, Pearce, 1998).

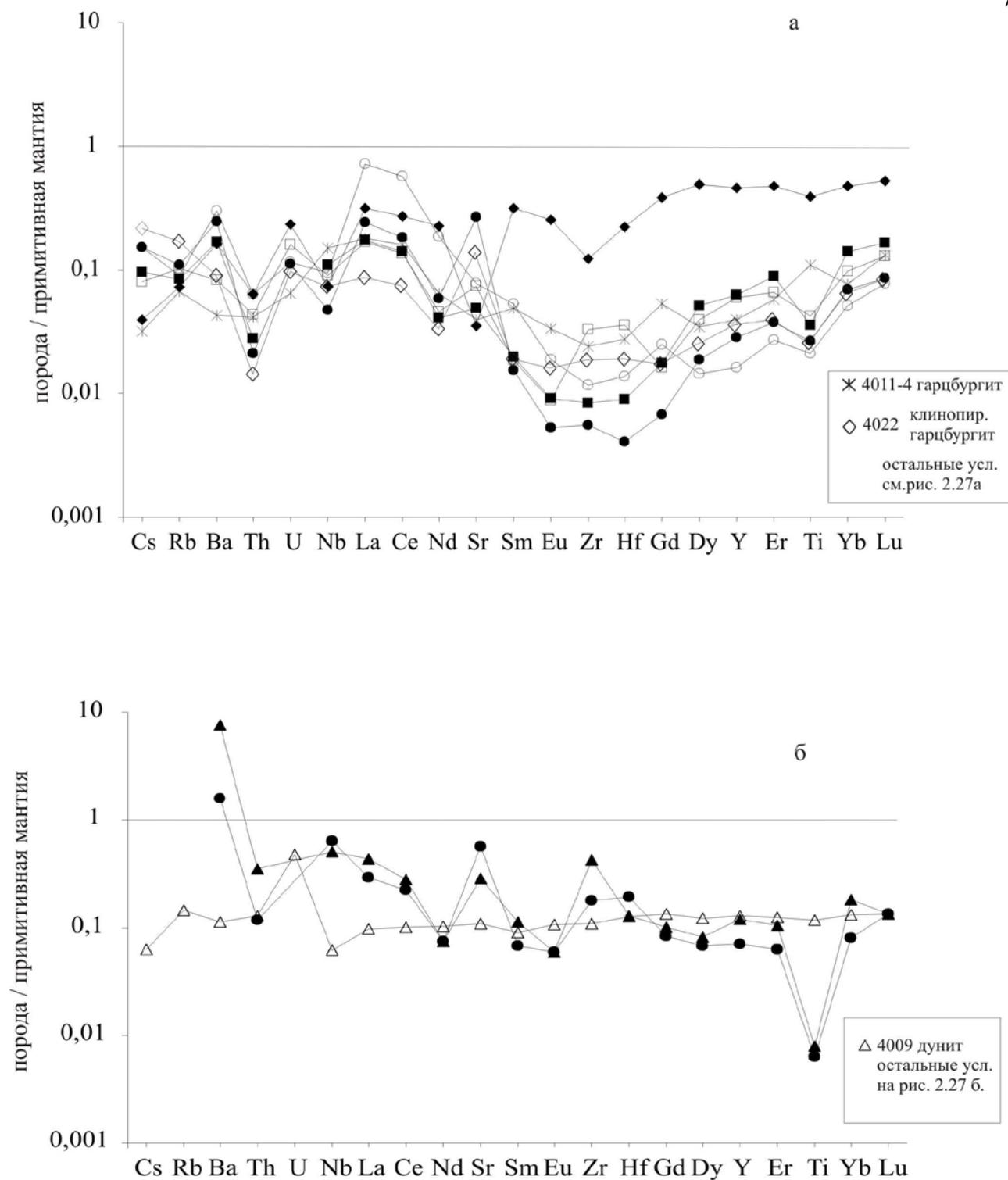


Рис.2. 28. Спектры распределения элементов-примесей нормированные к примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989) для мантийных перидотитов Алучинского массива. (а) - обедненный тип, (б) - обогащенный тип.

легкими РЗЭ относительно тяжелых ($La/Yb = 0,67$)_{сн}, и одинаковыми концентрациями легких и средних РЗЭ ($La/Sm = 1$)_{сн}. Подобный характер распределения РЗЭ наблюдается также в образце дунита (обр. 4009), который отличается только более низкими суммарными

концентрациями ($La + Sm + Yb = 0,17$ г/т, $La_{cn}/Sm_{cn} = 0,98$, $Sm_{cn}/Yb_{cn} = 0,75$, $La_{cn}/Yb_{cn} = 0,73$) (рис. 2.27а).

Спектры остальных образцов имеют U - , или V – образные формы с различной степенью обогащения легкими и средними РЗЭ ($La_{cn}/Sm_{cn} = 3,68 – 15,57$). Спектр U-образной формы (рис. 2.27б) наблюдается в гарцбургитах из правобережного сектора (обр. ГАЛ – 1-5, ГАЛ – 1-11), для которых суммарные концентрации РЗЭ составляют ($La + Sm + Yb = 0,27 – 0,44$ г/т), отношения легких РЗЭ к средним и тяжелым ($La_{cn}/Sm_{cn} = 3,87 – 4,30$, $La_{cn}/Yb_{cn} = 2,39 – 3,59$). Другие образцы представлены гарцбургитом и клинопироксеновым гарцбургитом из сектора реки Антипихи (обр. 4022, 4011-4), которые более обеднены РЗЭ ($La + Sm + Yb = 0,1 – 0,18$ г/т), а отношения составляют ($La_{cn}/Sm_{cn} = 3,68 – 4,58$, $La_{cn}/Yb_{cn} = 1,36 – 2,35$).

Все остальные изученные образцы имеют V – образный спектр распределения РЗЭ и представлены гарцбургитами и клинопироксеновыми гарцбургитами из сектора реки Антипихи (рис. 2.27а). Суммарные концентрации РЗЭ в этих образцах составляют ($La + Sm + Yb = 0,17 – 0,54$ г/т). Для них характерно значительное обогащение легкими РЗЭ относительно средних РЗЭ ($La_{cn}/Sm_{cn} = 8,73 – 15,57$) и тяжелых РЗЭ ($La_{cn}/Yb_{cn} = 1,23 – 13,91$), а также наличие ярко выраженного европиевого минимума ($Eu/Eu^* = 0,05 – 0,33$)¹.

Распределение рассеянных несовместимых элементов в целом отражает те же закономерности, что и распределение РЗЭ. Все исследуемые ультрабазиты значительно обеднены элементами-примесями относительно примитивной мантии (рис. 2.28) При этом, наиболее обогащенным высокочargedными элементами (HFSE) является лерцолит (обр. 4018-2) (рис. 2.28а). Похожий характер спектров распределения наблюдается в образце дунита из сектора реки Антипиха (обр. 4009) и в образцах гарцбургитов из правобережного сектора (ГАЛ 1-5, ГАЛ 1-11), при этом гарцбургиты отличаются положительными аномалиями Sr, Zr и отрицательной аномалией Ti (рис. 2.28 б)

Спектры распределения гарцбургитов из сектора р. Антипиха отличаются значительным обеднением средними РЗЭ и некоторыми высокочargedными элементами (HFSE) – Sm, Eu, Zr, Hf, Gd, Dy, Y в силу чего их спектры имеют U-образную форму смещенную вправо (рис. 2.28а). Наблюдаются отрицательные аномалии Th и Ti.

Концентрации несовместимых элементов (Cr, Ni, Co) достаточно высоки, что является отражением деплетированной природы описываемых пород. Кларковые содержания никеля и хрома в ультрабазитах земной коры составляют около 2000 г/т по А.П. Виноградову (Справочник... 1990). Концентрации никеля в мантийных ультрабазитах Алучинского массива составляют ($NiO = 1908 – 3710$ г/т), что превышает кларковое содержание. Концентрации хрома и кобальта варьируют в пределах ($Cr = 1900 – 2872$ г/т), ($Co = 82 – 184$ г/т).

¹ $Eu^* = (Sm * Gd)^{1/2}$

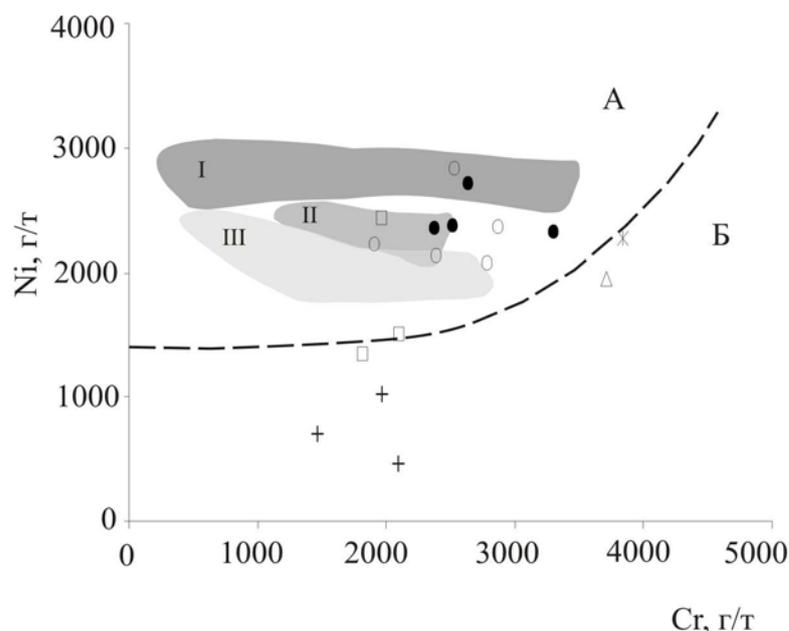


Рис. 2.29. Диаграмма зависимости концентраций никеля (г/т) от концентрации хрома (г/т) (Симонов, 1993) в ультрабазитах Алучинского массива. А - область мантийных тектонитов, Б - область ультраосновных куммулятов (Малпас, Стевенс, 1977). Поля: I - ультрабазиты Срединно-Атлантического хребта, II - ультрабазиты зоны перехода континент-океан, III-ультрабазиты Троодоса. Усл. обзн. на рис. 2.21.

На дискриминантной диаграмме зависимости концентрации никеля от концентрации хрома (Симонов, 1993) (рис. 2.29) описываемые породы попадают в область ультраосновных тектонитов, при этом фигуративные точки располагаются в пределах полей как океанических офиолитов, так и офиолитов областей перехода континент-океан.

Куммулятивные перидотиты

Рассеянные элементы были измерены в двух образцах оливиновых клинопироксенитов (ГАЛ 2-8, ГАЛ 2-13) и в образце (ол. вебстерит) (ГАЛ 2-10) (табл.2.8).

По характеру распределения несовместимых элементов куммулятивные перидотиты резко отличаются от мантийных. Суммарные концентрации РЗЭ в этих породах близки к хондритовому уровню ($La+Sm+Yb = 0,73 - 1,36$ г/т). Наблюдается обеднение легкими РЗЭ относительно средних и тяжелых РЗЭ варьирующее в пределах ($La/Sm = 0,20 - 0,75$ г/т; $La/Yb = 0,23 - 0,54$). Линии спектров имеют субпараллельный характер и некоторую изломанность, что характерно для куммулятов и отражает различные количественные соотношения оливина и пироксенов (рис. 2.30а)

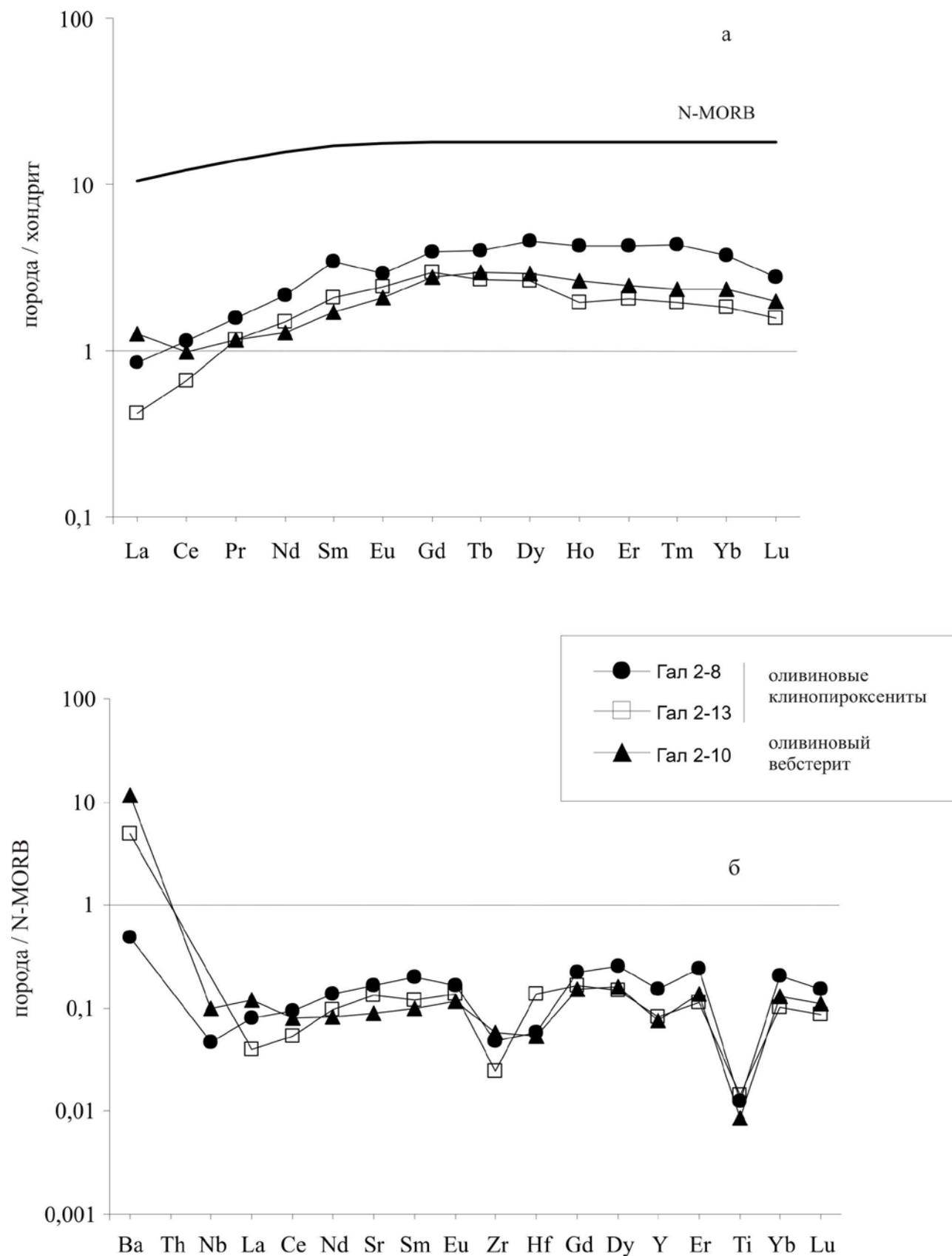


Рис. 2.30. Спектры распределения РЗЭ (а), нормированные по хондриту (Sun, McDonough, 1989), и элементов - примесей (б), нормированных по N-MORB (Sun, McDonough, 1989) для ультраосновных пород нижнекорового комплекса.

Ультраосновные кумуляты обеднены практически всеми рассеянными элементами относительно базальта N-MORB примерно в 10 раз. Наблюдается обогащение

крупноионными литофильными элементами (LILE) (Ba, Th), что вероятно связано с вторичными изменениями (рис. 2.30б). Относительно мантийных перидотитов ультраосновные кумуляты обогащены большинством высокозарядных элементов (HFSE). Мультиэлементные спектры всех изученных образцов имеют значительную отрицательную аномалию Ti, а в спектре образца оливинового пироксенита (ГАЛ 2 -13) также присутствует отрицательная аномалия Zr.

По сравнению с мантийными ультрабазитами, описываемые породы отличаются значительно меньшими содержаниями никеля и хрома, и на диаграмме зависимости концентрации никеля от концентрации хрома располагаются в поле ультраосновных кумулятов (рис. 2.29)

Плагиоперидотиты и габброиды

Спектры распределения РЗЭ в плагиоперидотитах и габброидах субпараллельны (рис. 2.31а). Наибольшие суммарные концентрации наблюдаются в образце габбро (4044), а наименьшие в образце плагиоклазового верлита (4009-3) ($La+Sm+Yb = 1,27 - 0,17$ г/т). Во всех образцах наблюдается обеднение ЛРЗЭ относительно средних и тяжелых ($(La/Sm)_n = 0,59 - 0,98$; $(La/Yb)_n = 0,53 - 0,87$), а также положительные европиевые максимумы ($Eu/Eu^* = 1,48-2,3$)². Линии спектров распределения РЗЭ попадают в поля кумулятивных габброидов сформированных в обстановке над зоной субдукции.

Описываемые породы обогащены крупноионными литфильными элементами (LILE) и значительно обеднены остальными рассеянными несовместимыми элементами относительно базальта типа N-MORB (рис. 2.31б) Отмечаются отрицательные аномалии Nb, Zr, а также значительная положительная аномалия Sr, отражающая присутствие кумулятивного плагиоклаза. В целом характер распределения рассеянных элементов близок к характеру распределения в образце бонинита из Индзу-Бонинской дуги (рис. 2.31 б).

² $Eu^*=(Sm*Gd)^{1/2}$

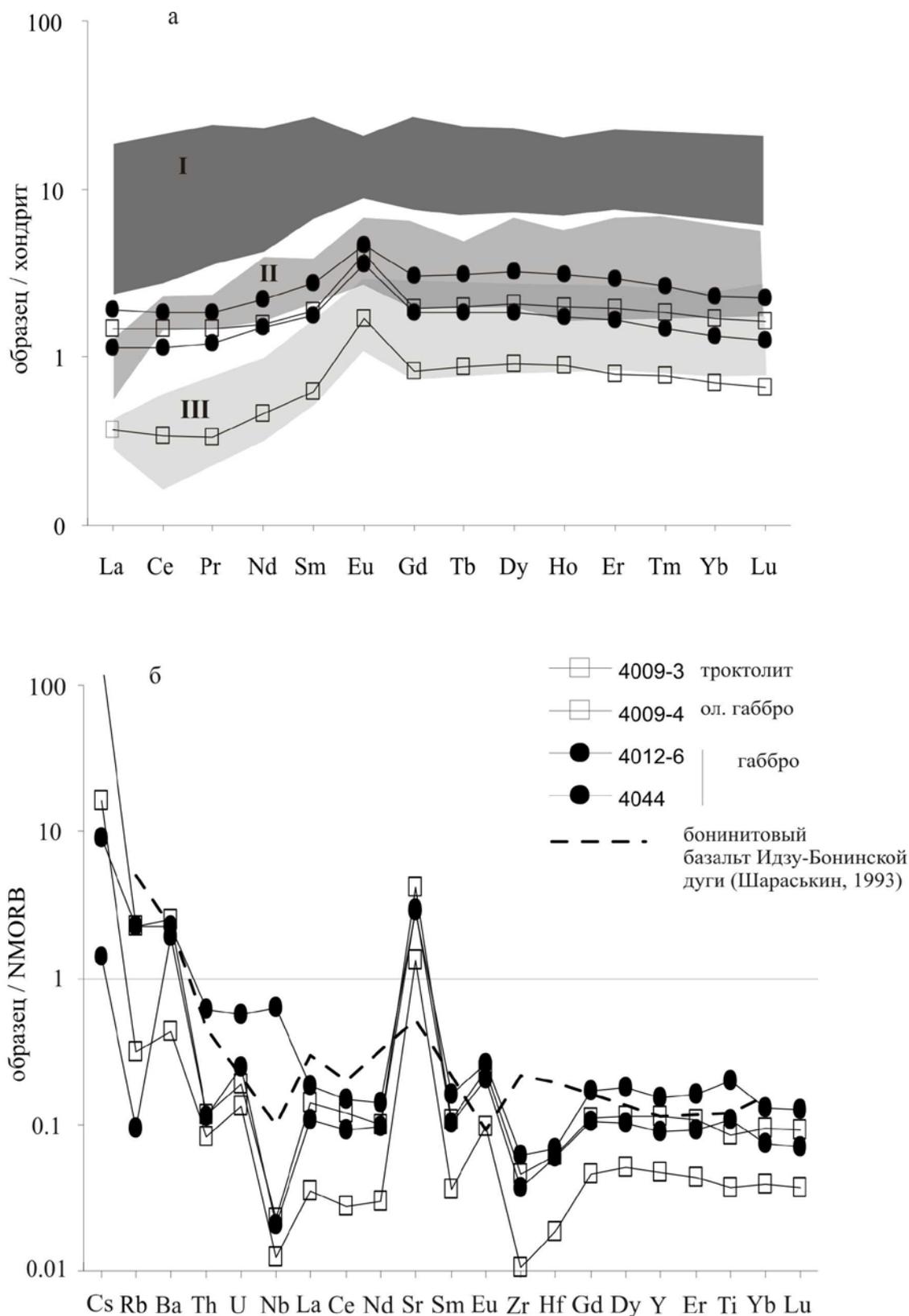


Рис. 2.31. Спектры распределения РЗЭ (а), нормированные по хондриту (Sun, McDonough, 1989), и элементов - примесей (б), нормированных по N-MORB (Sun, McDonough, 1989) для габброидов нижнекорового комплекса Алучинского массива.

I – габбро Восточно-Тихоокеанского поднятия (Pedersen et al. 1996);
 II – габбро Кемперсайского массива (Ферштаттер. 1996); III – габбро офиолитов Троодос (Kay, Senechal. 1976).

2.2.2. Верхнекоровый комплекс (дайковые серии Алучинского и Атамановского массивов)

Петрографические особенности пород

Дайки Атамановского массива.

Диабазы - представляют собой породы от мелко - до среднезернистых, с офитовыми и пойкилоофитовыми структурами (рис.2.32 а), состоящие из плагиоклаза (50 - 60%) и клинопироксена (50 - 40 %). В среднезернистых разновидностях основной плагиоклаз образует длинные узкие и более широкие таблитчатые лейсты размером (1- 4мм). Клинопироксен образует ксеноморфные выделения в интерстициях между зернами плагиоклаза размером от 0,5 до 1 мм. Часто наблюдается присутствие рудного минерала (до 10 %) (0,1- 0,5 мм) в мирмекитовых срастаниях с клинопироксеном.

В некоторых разновидностях (ГО 4012) структура породы становится неоднородной. Появляются элементы порфировидной структуры. Генерация вкрапленников представлена плагиоклазом (10 %) и клинопироксеном (5 %). Плагиоклаз образует крупные (1-3 мм) неизменные лейсты. Клинопироксен - идиоморфные зерна (1 мм) с сильно резорбированными краями.

Габбро-диабазы (4012-5) отличаются от диабазов неравномернотекстурированной структурой. В пределах шлифа наблюдается чередование мелкозернистых (0,3 – 0,5 мм) участков с диабазовой структурой – 60 %, которые разделены крупными идиоморфными зернами (1-4 мм) или скоплениями зерен свежего плагиоклаза – 40 % (рис. 2.32в).

Во всех описанных разновидностях плагиоклаз, как правило, свежий или незначительно серицитизирован. Клинопироксен частично или полностью замещен агрегатами хлорита, зеленоватого амфибола. В единичных случаях (ГО 3-10) наблюдаются псевдоморфозы коричневого амфибола по клинопироксену.

Базальты

Представлены разновидностями с массивными и миндалекаменными текстурами. Структуры порфировидные. Вкрапленники составляют около 10-20 % - свежие изометричные зерна клинопироксена (1- 2 мм) (ГО 3-11) (рис. 2. 32б), иногда сосюритизированные лейсты плагиоклаза (0,5-1 мм) (ГО 3-2А). В некоторых случаях крупные (до 3 мм) округлые мидалены полностью замещены кальцитом (ГАТ 1). Структуры основной массы - полнокристаллические, микроофитовые (менее 0,1 мм). Состоят из микролитов плагиоклаза, как правило, свежего, и в различной степени измененного клинопироксена.

Дайки Алучинского массива.

Дайки представлены мелкозернистыми диабазами (рис. 2.32 г). Плагиоклаз (60 %) образует мелкие лейсты не более 0.5 мм, полностью сосюритизирован. Клинопироксен (40 %) представлен свежими интерстициальными ксеноморфными зернами или скоплениями

зерен. Иногда наблюдаются микропорфировидные структуры, где вкрапленники (10 %) представлены ксеноморфными зернами клинопироксена (0,3-0,6 мм) и микрозернистой основной массой с офитовой структурой. В отдельных образцах присутствуют мелкие ксеноморфные выделения (0,1 мм) титаномагнетита.

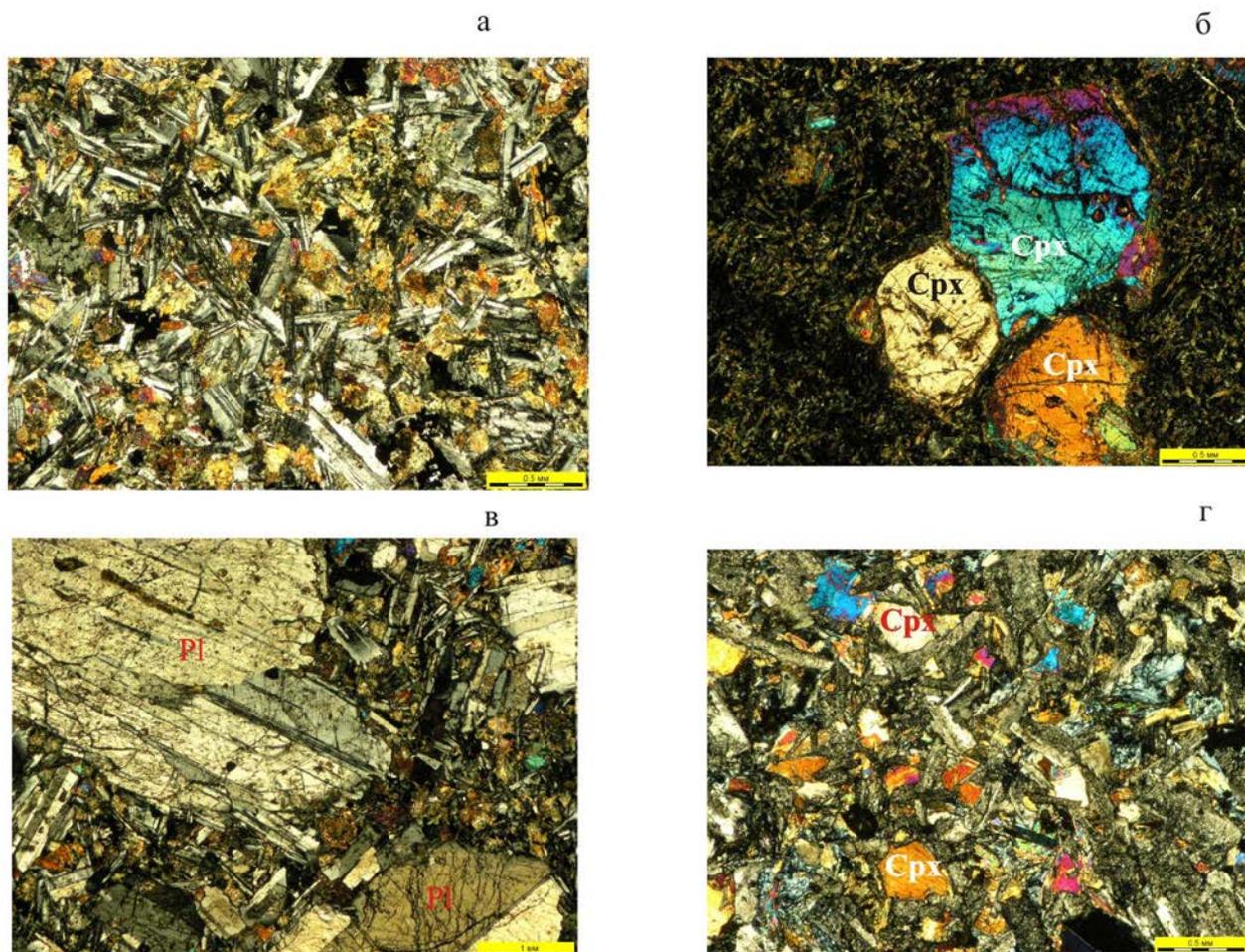


Рис.2.32. Микроструктуры верхнекоровых пород Алучинского комплекса
 а, б, в - Атамановский массив; а - диабаз, в - габбро-диабаз,
 б - порфировый базальт. г - Алучинский массив (мелкозернистый диабаз).
 Срх- клинопироксен, Pl - плагиоклаз

Петрохимическая характеристика пород

Для большинства изученных пород вариации потерь при прокаливании составляют (ппп = 1,2 – 2,5 мас. %) достигая в отдельных образцах (ппп = 3,5 – 4 мас. %). Это соответствует концентрациям ппп в базальтах современных геодинамических обстановок (Sharaskin, 1982) и позволяет предполагать, что состав изученных пород близок к первичному, что подтверждается закономерными вариациями химических элементов в зависимости от величины магнезиальности.

Атамановский массив. Диабазы и базальты Атамановского массива являются низкокалиевыми ($K_2O = 0,1-0,4$ мас. %). На классификационной диаграмме SiO_2-K_2O (рис.

2.33) (Middlemost, 1975) большинство из них располагается в поле толеитовой серии, при этом несколько точек попадает в поле пород известково-щелочной серии, располагаясь возле линии раздела толеитовой и известково-щелочной серий. Образец GO 4-1 с самой высокой концентрацией кремнезема ($\text{SiO}_2 = 51,4$ мас. %) попадает в поле низкокальциевых субщелочных андезитов.

В образцах Атамановского массива диапазон колебаний концентрации магния составляет ($\text{MgO} = 5,4-9,93$ мас. %), при этом, для многих образцов характерны значения выше 9 мас. %. Величина магнезиальности ($\text{Mg\#} = 100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$) составляет от 54,3 до 75,05, при этом во многих образцах поднимаясь выше 65 (табл. 2.10). Подобные концентрации магния свидетельствуют о том, что составы пород (по крайней мере, наиболее магнезиальные из них) близки к первичным выплавкам, которые находились в равновесии с мантийным реститом.

На вариационных диаграммах зависимости концентраций петрогенных элементов от магнезиальности (рис. 2.34) составы породы Атамановского массива образуют широкий разброс точек. Содержания TiO_2 варьируют в диапазоне от 0,62 мас. % до 1,93 мас. % и в целом характеризуются прямой корреляцией с Mg\# . Однако некоторые составы демонстрируют рост содержаний TiO_2 при близких содержаниях Mg\# (рис. 2.34б), это является свидетельством того, что эволюция расплава контролировалась не только процессом фракционной кристаллизации. Возможно, имело место смешение расплавов.

Диапазон колебаний концентрации глинозема составляет в среднем ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,59 - 16,6$ мас. %). При этом в одном из образцов (4012-5) содержания Al_2O_3 достигает 19,9 мас. %.

Геохимическая характеристика пород

Об особенностях распределения РЗЭ можно судить по данным табл. 2.10 и графикам, представленным на рис. 2.35 а, б. На рис. 2.35 а представлены только 5 обр. из пород Атамановского массива для которых измерен полный спектр концентраций РЗЭ методом ICP-MS, данные по остальным образцам см. табл. 2.10). Подавляющее большинство образцов Атамановского массива имеют особенности распределения РЗЭ близкое к N-MORB с характерным обеднением ЛРЗЭ: $((\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}} = 0,48-0,63; (\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}} = 0,49-0,91)$. Суммарные концентрации РЗЭ составляют ($\text{La}+\text{Sm}+\text{Yb} = 3,86-14,4$ г/т). В обр. GO 4-1 наблюдаются повышенные концентрации ЛРЗ $((\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}} = 1,22, \text{La}/\text{Yb} = 2,42)$, в то время как суммарная концентрация РЗЭ попадает в диапазон для других образцов и составляет ($\text{La}+\text{Sm}+\text{Yb} = 11,44$ г/т).

На основании распределения элементов-примесей среди пород Атамановского массива могут быть выделены три геохимических типа (табл. 2.10). К первому типу относится большинство изученных образцов, из которых на рис. 2.36 а нанесены спектры двух образцов. Для пород этого геохимического типа характерны близкие к N-MORB концентрации редких

Табл. 2.10. Содержание петрогенных (мас %) и рассеянных (г/т) элементов в породах дайковых серий Алучинского офиолитового комплекса

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	GO 3-11	GO 3-2A	GO 4-1	GAT 1	4012-5	GAT 21	GAT 7	GO 3-10	GAT 5	GAT 10	GAT 11
SiO ₂	47,48	47,55	51,4	48,14	46,28	48,56	48,27	50,04	48,67	49,73	49,96
TiO ₂	0,62	1,4	0,84	1,14	1,03	1,56	1,5	0,63	1,21	1,42	1,20
Al ₂ O ₃	15,54	14,66	15,68	15,59	19,44	14,53	15,08	14,77	16,52	16,56	15,92
Fe ₂ O ₃	1,9	2,09	4,56	3,25	3,2	2,96	2,39	1,94	1,79	1,34	1,31
FeO	7,41	7,8	3,81	6,06	4,74	8,26	7,98	5,9	7,3	7,81	7,73
MnO	0,1	0,09	0,11	0,19	0,14	0,2	0,19	0,2	0,18	0,18	0,18
CaO	9,79	11,77	6,89	12,56	11,76	9,3	10,4	11,3	11,92	10,69	10,28
MgO	9,93	8,52	6,13	9,11	8	7,43	9,4	9,64	7,89	7	8,24
Na ₂ O	2,37	2,3	5,9	2,01	2,48	3,42	2,4	2,63	2,43	2,97	2,90
K ₂ O	0,29	0,16	0,17	0,16	0,12	0,21	0,36	0,24	0,16	0,4	0,39
P ₂ O ₅	0,09	0,1	0,17	0,08	0,08	0,16	0,09	0,06	0,09	0,12	0,09
ППП	4,6	3,1	3,99	1,23	2,69	2,8	1,36	2,02	1,27	1,47	1,22
Сумма	100,12	99,54	99,65	99,52	99,96	99,39	99,41	99,37	99,43	99,69	99,42
Mg#	70,49	66,07	74,15	72,82	75,05	61,59	67,74	74,44	65,83	61,50	65,52
Cr	223	185	329	200	275	-	270	310	279	211	185
Ni	295	64	171	88	105	-	109	165	130	74	74
V	268	347	291	192	121	-	295	189	250	270	208
Co	36	41	37	43	36	-	45	38	45	43	39
Cu	64	-	23	-	-	-	-	-	70	-	-
Zn	62	-	77	-	-	-	-	-	77	-	-
Cs	0,12	-	0,03	-	-	-	-	-	0,11	-	-
Rb	4,40	-	1,35	2,4	-	-	-	-	1,92	9,1	-
Ba	113	-	50	22	-	-	-	-	10	35	-
Th	0,11	-	0,67	-	-	-	-	-	0,06	-	-
U	0,09	-	0,27	-	-	-	-	-	0,04	-	-
Pb	12,79	-	1,43	-	-	-	-	-	0,45	-	-
Nb	1,17	-	2,47	2	-	-	-	-	1,07	1,6	-
Ta	0,10	-	0,14	-	-	-	-	-	0,09	-	-
Sr	206	-	113	160	-	-	-	-	139	190	-
Zr	28	-	95	68	-	-	-	-	55	89	-
Hf	0,89	-	2,62	-	-	-	-	-	1,62	-	-
Ti	3534	-	5689	-	-	-	-	-	6930	-	-
Y	12	-	17	23	-	-	-	-	26	30	-
La	1,24	-	6,35	2,4	-	-	-	-	2,29	2,8	-
Ce	3,56	-	16,66	7,6	-	-	-	-	7,36	9,3	-
Pr	0,59	-	2,53	-	-	-	-	-	1,23	-	-
Nd	3,27	-	12,17	7,2	-	-	-	-	6,89	9	-
Sm	1,20	-	3,27	2,9	-	-	-	-	2,45	3,5	-
Eu	0,53	-	1,11	0,84	-	-	-	-	0,95	1,2	-
Gd	1,65	-	3,35	-	-	-	-	-	3,49	-	-
Tb	0,31	-	0,52	0,72	-	-	-	-	0,62	0,84	-
Dy	2,15	-	3,24	-	-	-	-	-	4,29	-	-
Ho	0,48	-	0,67	-	-	-	-	-	0,93	-	-
Er	1,36	-	1,85	-	-	-	-	-	2,66	-	-
Tm	0,21	-	0,29	-	-	-	-	-	0,39	-	-
Yb	1,43	-	1,82	2,2	-	-	-	-	2,52	3,2	-
Lu	0,22	-	0,27	0,33	-	-	-	-	0,37	0,47	-

Табл. 2.10 (продолжение)

Компо-	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
ненты	GAT 22	GO 3-1	GO 3-2	GO 3-2Б	GO 3-13	GO 4-2	4012	4012-4	4013	4043	4043-1
SiO ₂	45,62	43,34	49,68	49,25	49,21	50,14	50,69	47,4	48,16	49,24	49,83
TiO ₂	1,92	1,68	1,44	1,93	1,88	1,50	1,44	1,06	1,01	1,69	1,45
Al ₂ O ₃	13,95	15,56	14,81	14,1	14,77	15,28	15,51	14,77	13,59	15,38	15,32
FeO*	-	-	-	-	-	9,16	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	4,23	2,01	2,62	3,38	2,02	-	4,41	5,91	6,31	5,7	5,53
FeO	8,94	8,39	7,4	8,48	9,18	-	5,92	6,18	6,75	5,77	5,85
MnO	0,21	0,1	0,1	0,09	0,29	0,22	0,19	0,18	0,17	0,22	0,19
CaO	11,17	16,2	10,24	9,13	9,23	11,09	9,55	10,08	9,3	9,05	10,5
MgO	9,43	7,49	8,27	7,25	6,11	7,61	6,76	7,43	7,84	6,1	6,16
Na ₂ O	2,19	0,53	3,05	3,24	3,68	2,82	3,26	3,45	3,24	3,64	3,23
K ₂ O	0,11	0,16	0,31	0,2	0,18	0,43	0,17	0,28	0,45	0,34	0,1
P ₂ O ₅	0,16	0,12	0,1	0,15	0,2	0,13	0,11	0,09	0,12	0,13	0,11
ППП	1,56	3,73	1,66	2,12	2,69	2,34	1,33	3,02	2,81	2,03	1,47
Сумма	99,49	99,31	99,68	99,32	99,44	100,71	99,34	99,85	99,75	99,29	99,74
Mg#	65,28	61,41	66,58	60,38	54,26	63,13	67,06	68,18	67,43	65,33	65,24
Cr	62	78	180	60	58	318	175	130	167	93	87
Ni	63	55	57	40	42	122	66	67	53	54	47
V	255	355	255	375	387	264	205	298	205	230	210
Co	38	50	37	35	35	39	40	40	35	34	34
Cu	-	-	-	-	-	-	-	91	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	74	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	0,21	-	-	-
Rb	1,6	1,00	3,2	1,30	1,00	5,47	-	3,28	-	-	-
Ba	26	35	53	45	39	77	-	72	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	0,16	-	0,13	-	-	-
U	-	-	-	-	-	0,08	-	0,08	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	1,14	-	-	-
Nb	2,4	2,10	2	2,40	2,50	2,75	-	0,86	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	0,22	-	0,06	-	-	-
Sr	180	56	210	140	150	338	-	272	-	-	-
Zr	120	81	82	98	100	93,25	-	52	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	2,58	-	1,48	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	8963	-	6120	-	-	-
Y	42	32	28	36	37	33	-	19	-	-	-
La	4,8	2,60	2,9	3,00	3,5	4,22	-	2,15	-	-	-
Ce	14	8,60	8,5	10,00	13	12,59	-	6,59	-	-	-
Pr	-	-	-	-	-	2,02	-	1,12	-	-	-
Nd	14	8,50	8,5	9,70	11	10,40	-	6,10	-	-	-
Sm	5,2	3,20	3,3	3,90	3,8	3,37	-	2,14	-	-	-
Eu	1,8	1,30	1,2	1,30	1,5	1,36	-	0,83	-	-	-
Gd	-	-	-	-	-	4,29	-	2,92	-	-	-
Tb	1,3	0,94	0,8	1,00	1,2	0,77	-	0,53	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	5,30	-	3,49	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	1,21	-	0,77	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	3,31	-	2,20	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	0,50	-	0,34	-	-	-
Yb	4,4	3,00	3,2	4,20	4,1	3,21	-	2,18	-	-	-
Lu	0,59	0,46	0,5	0,59	0,58	0,48	-	0,33	-	-	-

Табл. 2.10 (окончание).

Компо- ненты	23	24	25	26	27	28	29	30	31
	4043-2	4043-3	4043-4	GAL 1-6A	GAL 1-4	GAL 1-1	GAL 1-10	GAL 1-13	4011-7
SiO ₂	49,46	49,22	49,82	49,18	51,78	52,51	51,73	49,91	48,00
TiO ₂	1,84	1,51	1,87	0,79	0,98	1,18	1	0,67	1,74
Al ₂ O ₃	14,47	13,95	15,34	14,85	16,59	14,83	15,5	16,29	14,25
Fe ₂ O ₃	6,22	6,06	3,67	1,55	3,2	3,74	3,91	2,96	4,12
FeO	6,18	6,68	7,55	7,99	7,74	7,13	7,3	6,47	8,62
MnO	0,22	0,19	0,19	0,18	0,23	0,26	0,23	0,15	0,19
CaO	8,92	9,31	9,44	10,48	8,18	7,71	8,55	9,67	10,99
MgO	5,69	7,15	5,38	7,62	4,43	4,16	4,29	6,25	6,35
Na ₂ O	3,14	3,14	3,16	3,36	3,1	3,96	3,38	3,12	3,37
K ₂ O	0,14	0,23	0,13	0,85	1,19	0,93	1,15	1,4	0,30
P ₂ O ₅	0,17	0,13	0,16	0,09	0,14	0,21	0,18	0,1	0,22
ППП	3,45	2,48	2,54	2,66	2,35	3,07	2,55	2,74	1,36
Сумма	99,9	100,05	99,25	99,6	99,91	99,69	99,77	99,73	99,51
Mg [#]	62,14	65,61	55,95	62,96	50,50	50,98	51,16	63,26	56,77
Cr	95	98	90	120	24	54	30	108	265
Ni	45	53	49	140	6	90	28	138	365
V	355	382	348	323	368	296	355	247	300
Co	34	44	37	37	35	29	39	33	40
Cu	-	-	-	88	106	42	-	69	70
Zn	-	-	-	66	83	96	-	59	89
Cs	-	-	-	1,01	0,42	0,11	-	0,75	0,05
Rb	-	-	-	15,33	22,28	15,79	-	24,69	2,26
Ba	-	-	-	316	168	112	-	282	34
Th	-	-	-	0,21	0,35	0,49	-	0,29	0,29
U	-	-	-	0,18	0,27	0,39	-	0,25	0,14
Pb	-	-	-	1,55	1,72	1,82	-	1,72	1,49
Nb	-	-	-	0,79	1,15	1,96	-	1,01	2,82
Ta	-	-	-	0,05	0,07	0,11	-	0,05	0,22
Sr	-	-	-	570	572	305	-	910	270
Zr	-	-	-	38	66	103	-	48	123
Hf	-	-	-	1,10	1,95	2,89	-	1,41	3,19
Ti	-	-	-	3 980	6 068	7 151	-	3 501	9672
Y	-	-	-	12	20	27	-	14	31
La	-	-	-	2,56	4,63	6,75	-	3,47	4,72
Ce	-	-	-	6,94	12,55	18,19	-	9,41	14,45
Pr	-	-	-	1,08	1,91	2,81	-	1,45	2,42
Nd	-	-	-	5,60	9,49	13,80	-	7,41	12,58
Sm	-	-	-	1,76	2,86	4,06	-	2,20	4,12
Eu	-	-	-	0,66	1,05	1,36	-	0,80	1,49
Gd	-	-	-	2,02	3,28	4,51	-	2,42	5,10
Tb	-	-	-	0,34	0,56	0,76	-	0,41	0,90
Dy	-	-	-	2,27	3,63	4,91	-	2,64	5,94
Ho	-	-	-	0,49	0,79	1,06	-	0,57	1,28
Er	-	-	-	1,34	2,23	3,00	-	1,60	3,54
Tm	-	-	-	0,20	0,35	0,46	-	0,24	0,54
Yb	-	-	-	1,32	2,20	2,97	-	1,58	3,36
Lu	-	-	-	0,19	0,33	0,44	-	0,24	0,49

Примечание к таблице 2.10:

значения ($Mg\#$) рассчитаны для составов пересчитанных на 100 %;

$Mg\# = 100Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$, расчет $Mg\#$ для обр. GO 4-2 производился с учетом отношения $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,15$ (Gribble et al., 1998).

Прочерк - элемент не определен.

1-25 – породы дайковой серии Атамановского массива: 1-4 – базальты, 5-8 – габбро-диабазы, 9-25 – диабазы; 26-31 – породы дайковой серии Алучинского массива: 26-31 – диабазы.

элементов. Наблюдается тенденция к обогащению Rb и Ba и незначительная отрицательная аномалия Nb. Второй и третий типы отличаются более дифференцированным характером распределения несовместимых элементов (рис. 2.36 б). Для второго типа (обр GO 3-11, 4012-4) характерно обеднение относительно N-MORB всеми элементами группы ВЗЭ (кроме Sr), Ta-Nb минимум и повышенные концентрации элементов КИЛ, кроме Th содержания которого соответствуют N-MORB. Третий тип (обр. GO 4-1) отличается повышенным содержанием элементов КИЛ, ЛРЗЭ, Zr, Hf и пониженным Ti, Y, Yb. Наблюдается относительный Ta-Nb.

Содержания Ni и Cr колеблются в очень широких пределах (Ni = 40-295 г/т; Cr = 58-329 г/т). Наибольшие значения этих диапазонов близки к значениям для примитивных расплавов типа N-MORB (Ni > 200 г/т, Cr > 500 г/т), наименьшие – близки к значениям островодужных расплавов (Ni = 5-20 г/т, Cr = 15-30 г/т) (Фролова, Бурикова, 1979).

Диабазы Алучинского массива на классификационной диаграмме зависимости SiO_2 от K_2O (рис. 2.33) попадают в область субщелочных пород, располагаясь в полях базальтов и базальтовых андезитов, за исключением низкокалиевого обр. 4011-7, который располагается на линии раздела толеитовой и субщелочной серии.

Породы характеризуются широким диапазоном вариаций величины MgO от 4,2 мас. % до 7,6 мас. % и соответственно по величине $Mg\#$ разбиваются на две группы. Для первой группы $Mg\#$ составляет около 50, для второй – 56,8-63,3. Подобный разрыв, возможно, связан с недостаточностью опробования. Породы обеих групп характеризуются прямой корреляцией TiO_2 и $Mg\#$ при низких концентрациях титана ($TiO_2 = 0,8-1$ мас. %), исключая обр. 4011-7, который будет охарактеризован ниже. Содержания K_2O более высокие, чем в диабазах Атамановского массива ($K_2O=0,8-1,4$ мас.%). Концентрации других петрогенных окислов составляют: $Al_2O_3 = 14,8 - 16,6$ мас.%, $CaO = 7,7-10,5$ мас.%, $Na_2O = 3,1-4$ мас.%. На петрохимических диаграммах, приведенных на рис. 2.34 образцы с низкой магнезиальностью попадают либо в поля островных дуг, либо в область пересечения островодужных составов с областью составов COX. Образцы с более высокими значениями $Mg\#$ наоборот располагаются в области COX, или на пересечении полей COX и островодужных.

Среди описываемых пород особым составом отличается обр. 4011-7. Для него характерны относительно высокие концентрации магния и титана ($MgO = 6,35$ мас. %, $TiO_2 = 1,74$ мас. %), низкие глинозема ($Al_2O_3 = 14,25$ мас. %) и калия ($K_2O = 0,3$ мас. %) при $Mg\# = 56,77$.

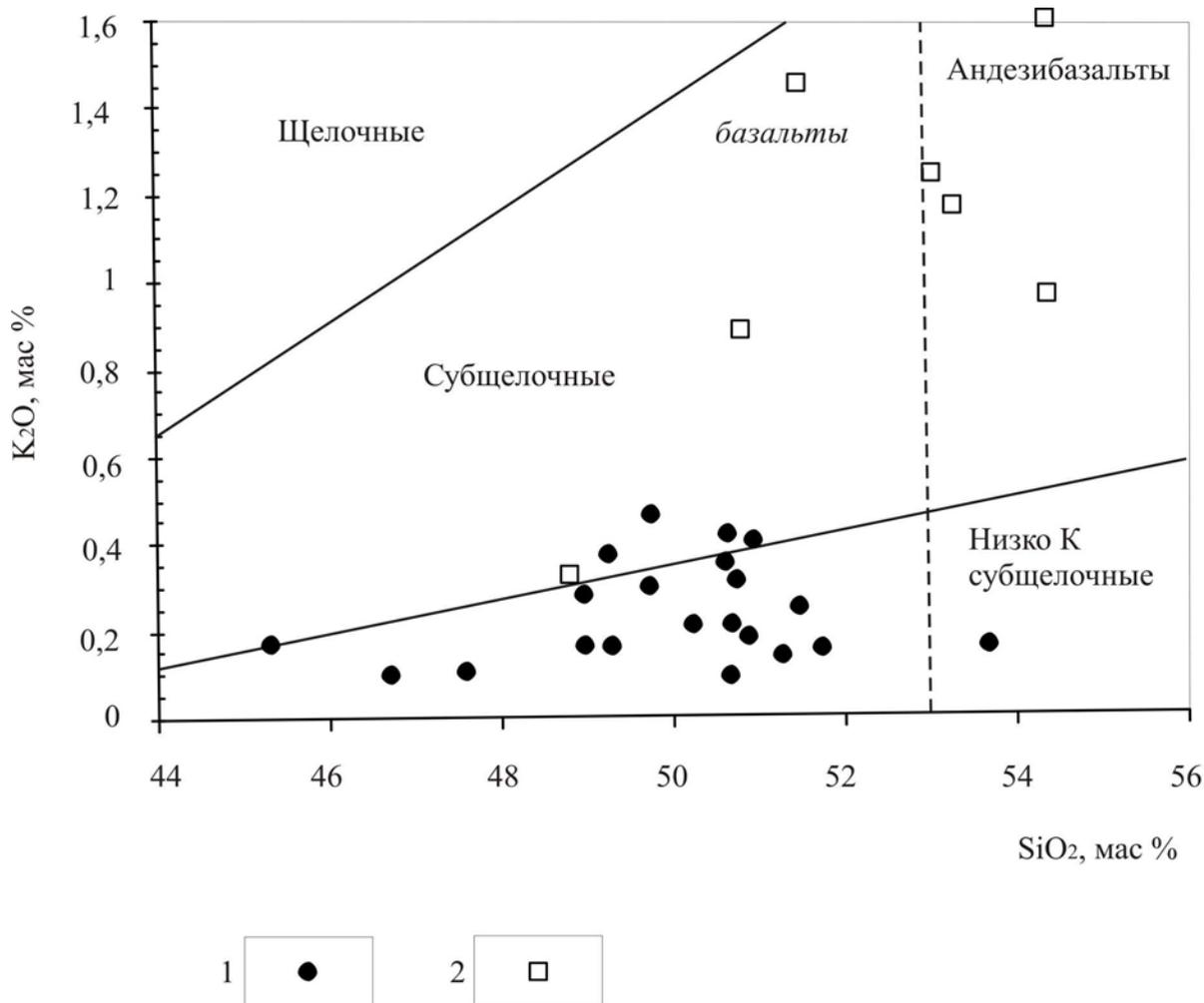


Рис.2.33. Содержание SiO_2 (мас. %) от K_2O (мас. %) по (Middlemost, 1975) в диабазовых сериях Атамановского и Алучинского массивов.

1-диабазы Атамановского массива, 2-диабазы Алучинского массива.

Большинство образцов диабазовых даек из Алучинского массива (рис.2.35 б) характеризуются небольшим обогащением ЛРЗЭ и СРЗЭ над ТРЗЭ ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}} = 0,9-1,04$; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}} = 1,35-1,57$). Спектры распределения имеют параллельную форму, а суммарные концентрации РЗЭ составляют ($\text{La}+\text{Sm}+\text{Yb} = 5,64-13,78$ г/т). От этих составов отличается состав обр. 4011-7, в котором наблюдается некоторое обеднение ЛРЗЭ ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}} = 0,72$; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}} = 0,97$), что сближает его с толеитами N-MORB. Суммарные концентрации составляют ($\text{La}+\text{Sm}+\text{Yb} = 12,9$ г/т).

Концентрации Ni и Cr сильно вариативны и в целом значительно меньше, чем в примитивных расплавах (Ni = 6-140 г/т, Cr = 24-120 г/т), что свидетельствует о сильной фракционированности.

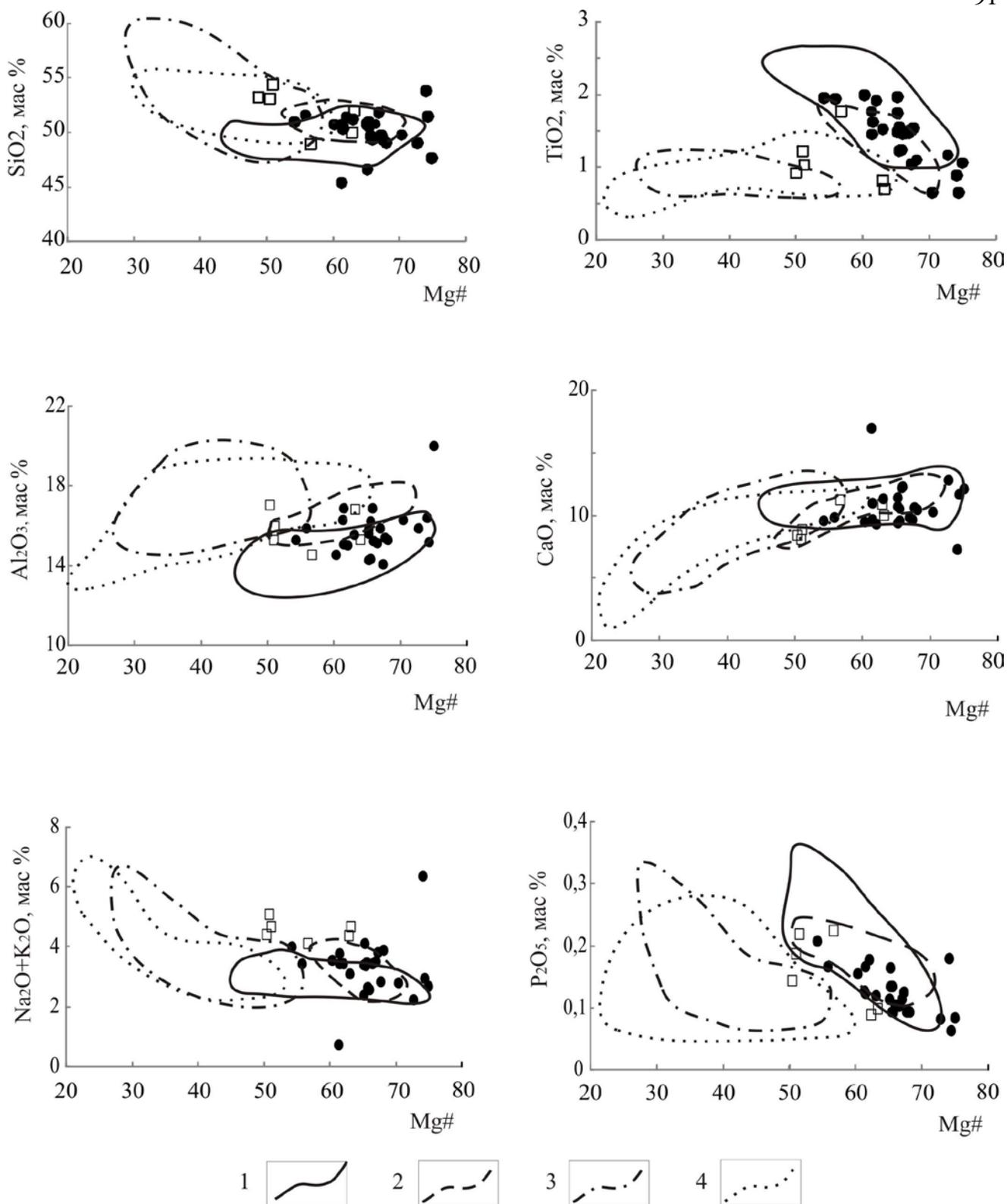


Рис. 2.34. Зависимости SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , P_2O_5 и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (мас. %) от магнезиальности ($100\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) для пород диабазовых серий Атамановского и Алучинского массивов. Диаграммы построены для составов пересчитанных на 100%.

1- поле базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (Сахно, Мартынов. 1987; Dmitriev. 1980), 2- обобщенное поле составов базальтов Марианского Трога: южная часть (SMT) по (Gribble et al. 1996) и южная вулcano-тектонические зоны (SVTZ), центральный грабен (CG) и Срединный хребет (CR) по (Gribble et al.1998), 3-поле островодужных вулканитов Марианской дуги по (Woodhead. 1989), 4- северная NVTZ вулcano-тектоническая зона Марианского трога по (Gribble.1998).
Остальные усл. обозначения см рис. 2.33.

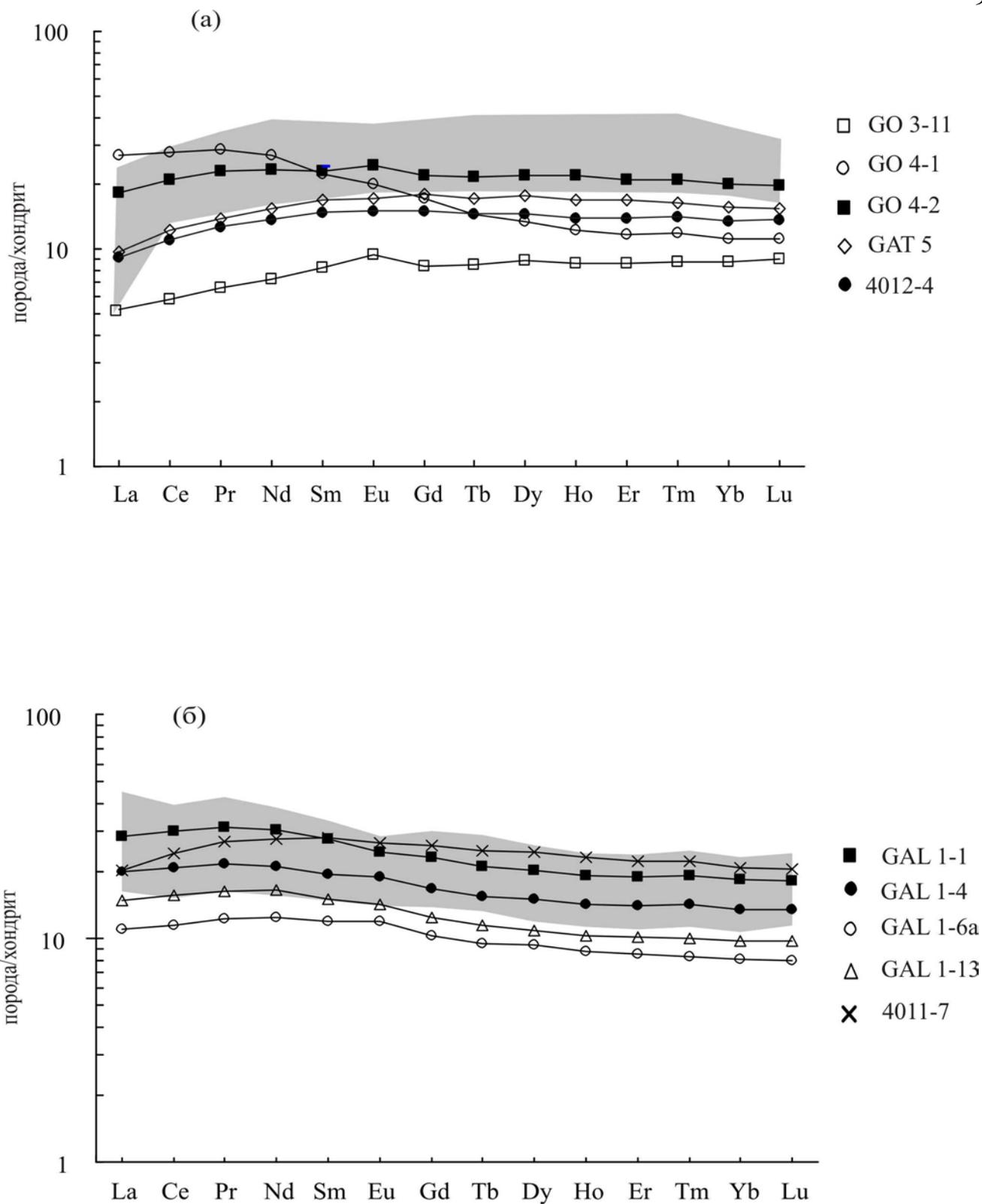


Рис.2.35 Спектры распределения REE нормированные по хондриту (Anders, Grevesse, 1989) для диабазов Атамановского массива (а), и диабазов Алучинского массива (б).

Поля: (а) – толиты N-MORB по (Сахно, Мартынов,1987), (б) – вулканиты Марианской дуги по (Elliot et al.,1997).

Распределение элементов примесей в большинстве описываемых образцов нормированных на примитивную мантию демонстрируют характеристики типичные для

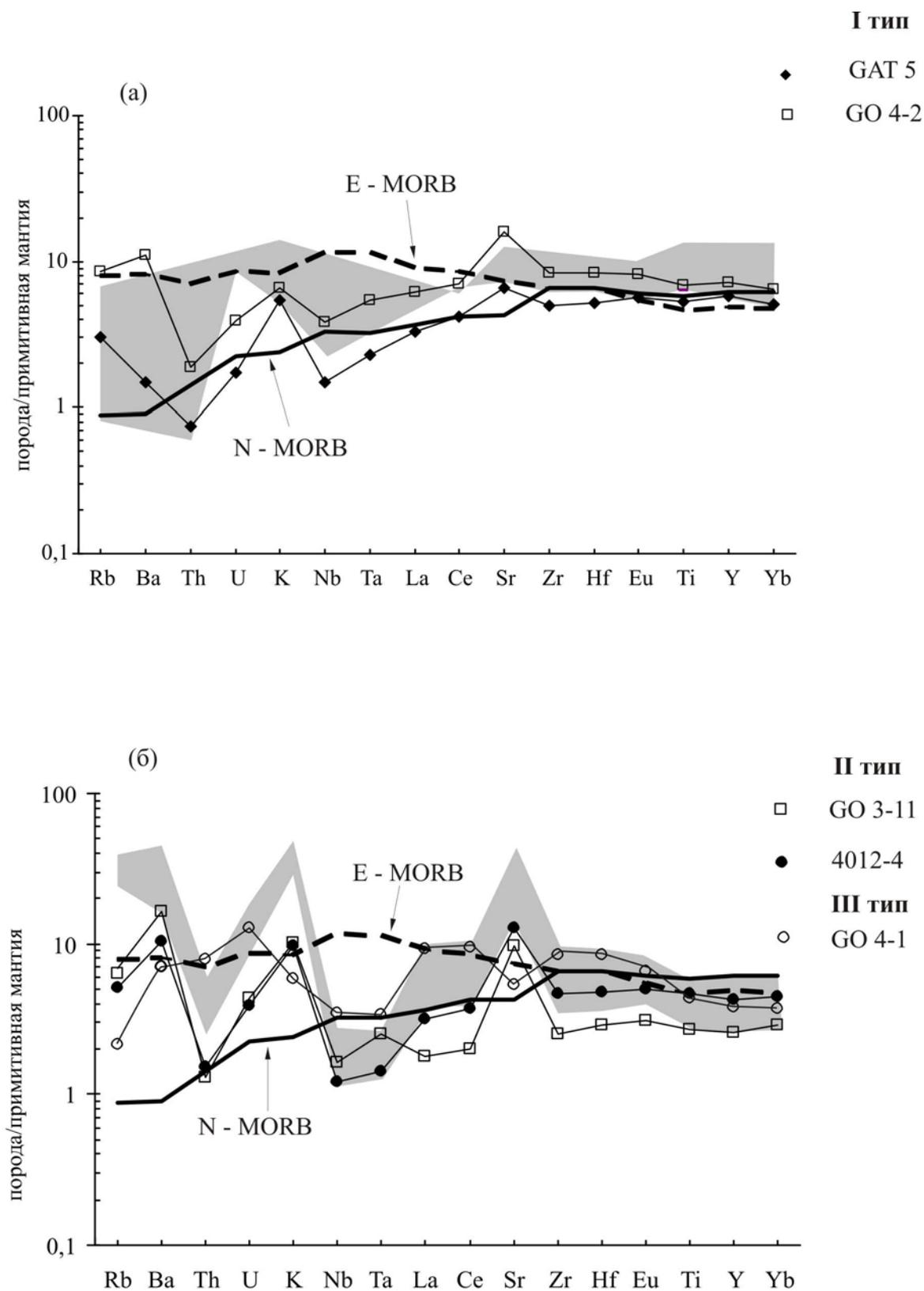


Рис.2.36. Спектры распределения элементов-примесей, нормированные к примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989) для диабазов Атамановского массива (а): I - тип, (б): II и III тип.

Поля: (а) – базальты EPR по (Joron et al., 1980), (б) - диабазы Алучинского массива. Спектры N-MORB и E-MORB по (Sun, McDonough, 1989).

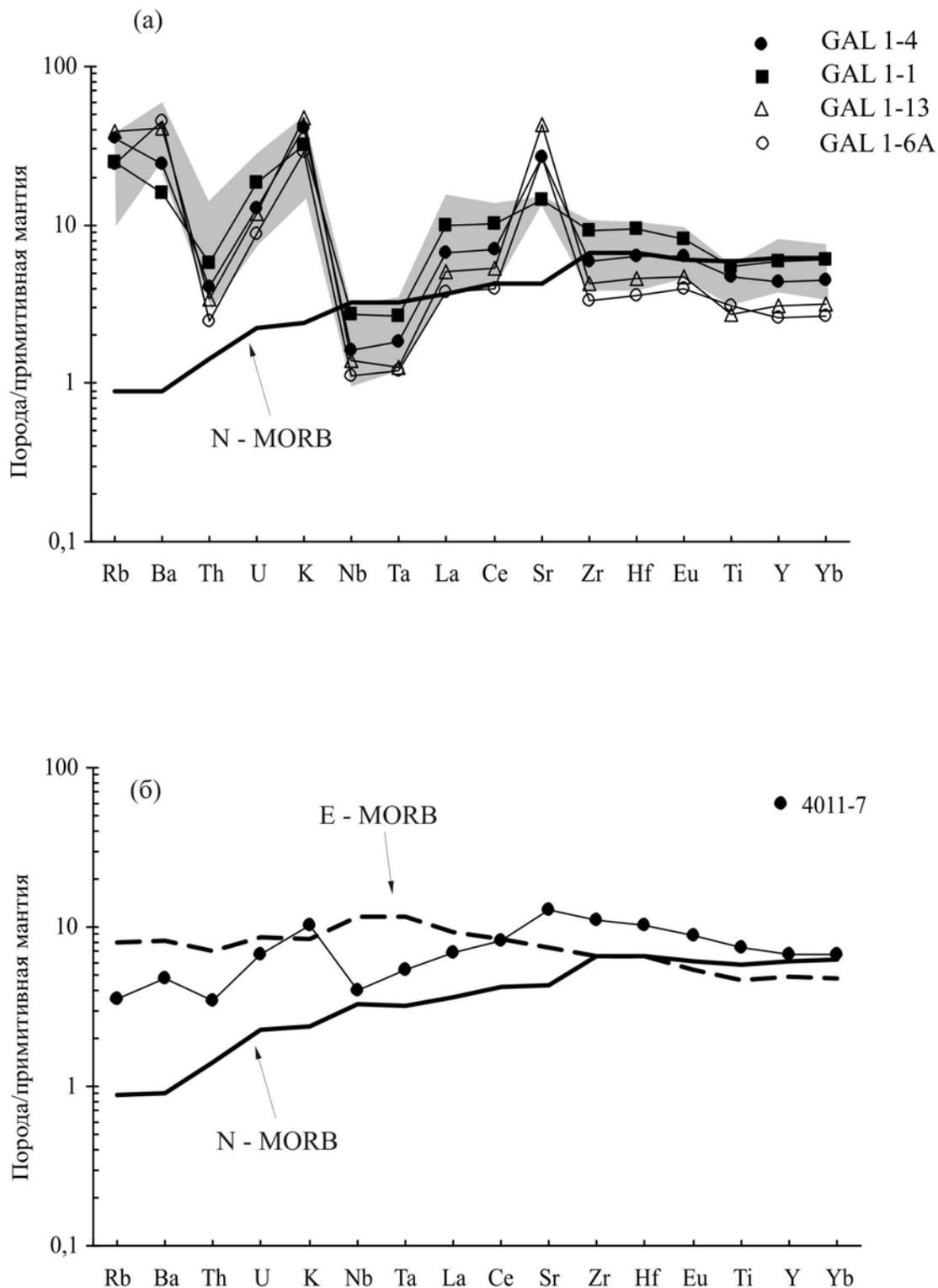


Рис.2.37. Спектры распределения элементов-примесей, нормированные к примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989) для диабазов Алучинского массива (а) и (б). Поле на рисунке (а) – вулканиты Марианской дуги по (Elliot et al., 1997). Спектры N-MORB и E-MORB по (Sun, McDonough, 1989).

островодужных магм (рис. 2.37а). Породы обогащены элементами КИЛ и ЛРЗЭ относительно элементов ВЗЭ, СРЗЭ и ТРЗЭ. Присутствуют значительные отрицательные аномалии Та-Nb и Th, а так же положительная аномалия Sr, отражающая аккумуляцию плагиоклаза.

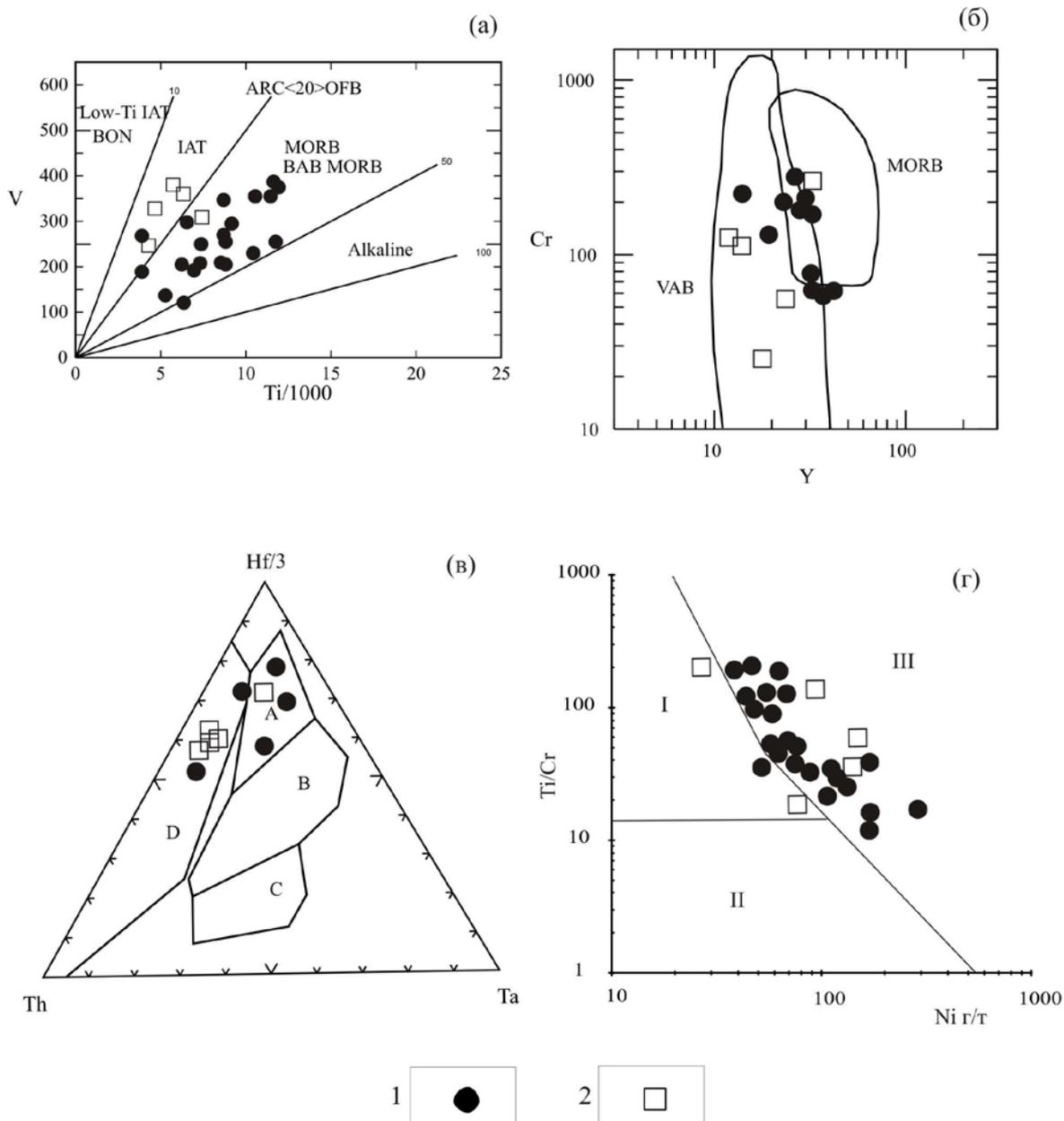


Рис.2.38. Дискриминантные диаграммы $Ti/1000 - V$ (г/т) (а) по (Shervasis, 1982), Y (г/т) – Cr (г/т) (б) по (Pearce et al., 1982, $Th-Hf/3-Ta$ (в) по (Wood, 1980), Ni (г/т) – Cr/Ti (г) по (Куренков и др., 2002).

Поля на (а) и (б): IAT – островодужные толеиты, BON - бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, BABB – базальты задуговых бассейнов, VAB – базальты вулканических дуг; на (в): А - базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB), В – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов (E-MORB), С – внутриплитные щелочные базальты, D – базальты вулканических дуг; на (г): I – умеренно титанистые толеитовые серии островных дуг, II – низкотитанистые (бонинитовые) серии островных дуг, III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов и окраинных морей.

Спайдерграмма обр. 4011-7 отличается от вышеописанных образцов (рис. 2.37 б). Для этого образца не наблюдается сильного обогащения элементами КИЛ. Присутствуют слабые

отрицательные аномалии Th и Nb и положительные K и Sr. В целом особенности распределения редких элементов в обр. 4011-7 приближаются к распределению в расплавах типа E-MORB (рис. 2.37 б).

2.3. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

2.3.1. Мантийные ультрабазиты и нижнекоровый комплекс (Алучинский массив)

Мантийные ультрабазиты

Согласно представленным данным наименее истощенным среди изученных реститовых ультрабазитов является образец лерцолита по химическим параметрам соответствующий абиссальным перидотитам. Этот образец был отобран из цельного крупного блока в меланже, вместе с образцами гарцбургитов 4018 и 4036-3, которые более истощены базальтоидными компонентами. Этот факт заставляет исключить возможность тектонического совмещения мантийных фрагментов сформированных в различных геодинамических обстановках. Вероятнее всего лерцолит представляет собой реликт, сохранившийся от более ранних этапов плавления.

В минералах из мантийных ультрабазитов Алучинского массива наблюдается непрерывное изменение составов от более обогащенных базальтовым компонентом к более обедненным. Вместе с этим, хорошо выражены обратная корреляция концентраций тяжелых РЗЭ и глинозема с хромистостью шпинелида, а также корреляция между глиноземом и тяжелыми РЗЭ в породах (рис. 2.22). Подобные закономерности могли бы рассматриваться в качестве свидетельства того, что описываемые породы формировались в широком интервале степеней частичного плавления единого мантийного источника. Однако ряд особенностей свидетельствует о том, что помимо частичного плавления ультрабазиты испытали влияние более поздних наложенных процессов.

За последние два десятилетия появилось значительное количество публикаций посвященных описанию мантийных ультрабазитов сформированных в открытых системах плавления (Базылев и др., 2003; Савельева, Перцев, 1995 и др. Батанова, Соболев, 1995; Шмелев, 2012; Melcher et al., 2002; Parkinson, Pearse, 1998; и др.). Были разработаны теоретические обоснования и модели формирования реститов в таких системах (Proenza et al. 1999; Ozawa, Shimizu., 1995; Johnson, Dick., 1992; и др.). Согласно этим данным в открытых системах плавление мантии сопровождается не только выносом, но и привносом дополнительного вещества, представленного расплавом или флюидом, что приводит к обогащению (рефертилизации) рестита рядом компонентов. Взаимодействие породы с привносимым расплавом может привести к повышению концентраций легких РЗЭ, Th, к буферированию магнетиальности силикатов, к уменьшению хромистости шпинелидов. Этими

процессами может быть объяснен ряд особенностей, наблюдающийся в составах мантийных ультрабазитов Алучинского массива, которые не могут быть связаны с процессами частичного плавления.

Одна из таких особенностей состоит в отсутствии корреляции между хромистостью шпинелида и магнезиальностью оливина, которые должны закономерно увеличиваться при увеличении степени плавления субстрата. Как видно из диаграммы (рис. 2.14б) магнезиальность оливинов от лерцолита к гарцбургитам остается практически постоянной при существенном увеличении хромистости шпинелида для всех типов исследованных ультрабазитов. Такая особенность описана во многих офиолитовых комплексах и связывается с плавлением мантийного вещества в открытой системе, в которой осуществляется не только вынос, но и привнос базальтового вещества, которое может обогатить рестит (Савельева, Перцев, 1995; Соболев, Батанова, 1995; Базылев и др., 2001; Kelemen et al., 1992; Ozava, Shimizu, 1995).

Следующая особенность состоит в том, что все изученные гарцбургиты в значительной степени обогащены легкими РЗЭ, при этом отсутствует корреляция между легкими РЗЭ и хромистостью шпинелида. Для объяснения подобного обогащения легкими РЗЭ большинство исследователей (Ozava, Shimizu, 1995; Proenza et al., 1999) также рассматривают модель плавления в открытой системе. При этом привносимый расплав, как правило, имеет состав островодужного толеита или бонинитовый состав, а сам процесс происходит в надсубдукционной обстановке.

Ряд гарцбургитов из сектора р. Антипики по характеру распределения тяжелых РЗЭ очень близок к гарцбургитам из преддугового бассейна Индзу-Бонин-Марианской системы (ИБМ) (рис. 2.27, обр. 4022-1, 4026-7, 4022 и др.), что позволяет предполагать близкие условия формирования для этих пород. Этот вывод может быть проверен при оценке фугитивности кислорода и особенностей плавления и сопоставления этих данных с данными для мантийных перидотитов ИБМ. Для характеристики особенностей плавления может быть использована диаграмма V-Yb, которая отражает изменения состава источника FMM (первичная мантия) от степени плавления (рис. 2.39) Поскольку коэффициент распределения ванадия зависит от фугитивности кислорода (QFM), то данная диаграмма позволяет связать характер плавления с состоянием окисленности среды (Parkinson, Pearse., 1998; Pearse et al., 2000). При низких значениях фугитивности кислорода, характерной для обстановок спрединговых хребтов, ванадий обладает низким коэффициентом распределения, соответственно при плавлении рестит будет медленнее обедняться ванадием.

Наиболее близкий к составу первичной мантии образец лерцолита характеризуется степенью плавления близкой к 5% и располагается между значениями QFM 0 и -1. Гарцбургиты из сектора реки Антипики характеризуются значениями степени плавления от 15% до 20% . Они образуют тренд, направленный от значений QFM -1 до -0,5. Этот тренд

имеет более крутой наклон, чем модельные линии плавления мантии. Такой же наклон образуют гарцбургиты из точки «Коникал семаунт» ИБМ системы, состав которых

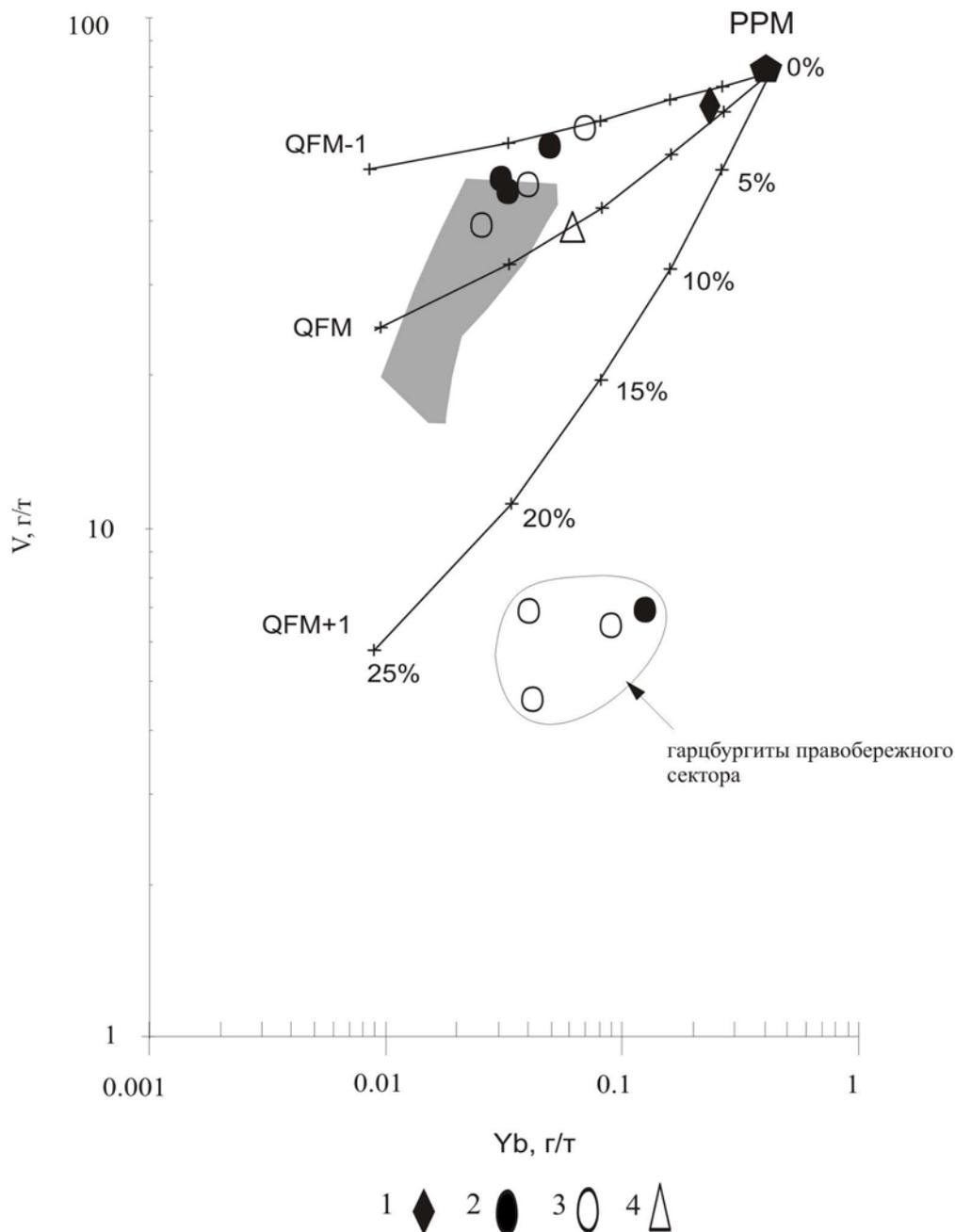


Рис. 2.39. Диаграмма зависимости концентраций V (г/т) от величины Yb (г/т) для мантийных ультрабазитов Алучинского массива (Pearce et al., 2000). Линии на диаграмме - модельные тренды частичного плавления мантии (FMM) при различной окисленности относительно буфера QFM (кварц-фаялит-магнетит). Цифры на рисунке - степень частичного плавления. темным цветом выделено поле перидотитов из точки «Коникал семаунт» Идзу-Бонин-Марианской преддуговой системы (Parkinson, Pearce, 1998). 1- лерцолит, 2- клинопироксеновый гарцбургит, 3- гарцбургит, дунит.

интерпретируется как результат реакции между реститом, образованным в спрединговой обстановке, и расплавами надсудукционного генезиса (Parkinson, Pearce, 1998).

Составы гарцбургитов из правобережного сектора характеризуются содержанием иттербия и величиной степени плавления близкими к гарцбургитам из сектора реки

Антипиха. Однако, содержания ванадия в этих породах значительно ниже, что смещает точки их составов в область повышенных значений QFM характерных для надсубдукционных обстановок (рис. 2.39).

Более наглядное представление об обстановке формирования мантийных ультрабазитов Алучинского массива дает диаграмма зависимости величины фугитивности кислорода от хромистости шпинелида (рис. 2.40). Для описываемых ультрабазитов наблюдается рост значений фугитивности кислорода с ростом величины хромистости шпинелида. При этом лерцолит и часть гарцбургитов из сектора реки Антипихи располагаются в пределах поля абиссальных перидотитов. Большая часть гарцбургитов из сектора реки Антипиха занимают положение между полем абиссальных перидотитов и полем надсубдукционных перидотитов. Точки составов гарцбургитов из правобережного сектора попадают в поле надсубдукционных перидотитов. Таким образом, составы всех исследуемых образцов ультрабазитов Алучинского массива ложатся на тренд эволюции детально изученных мантийных пород района «Коникэл семаунт» из Идзу-Бонин-Марианской системы. Согласно данным (Parkinson, Pearce, 1998) в основании этого тренда лежат гарцбургиты, сформированные в обстановке срединно-океанического хребта. В конце тренда располагаются дуниты, сформированные в результате повторного плавления океанических гарцбургитов в надсубдукционной обстановке. В середине тренда расположены составы гарцбургитов, которые сформировались в результате реакции океанических гарцбургитов с надсубдукционными расплавами и занимают промежуточное положение между полями абиссальных и надсубдукционных перидотитов.

В отличие от пород «Коникэл семаунт» мультиэлементные спектры гарцбургитов сектора реки Антипиха и Правобережного сектора сильно отличаются (рис. 2.28), что свидетельствует о том, что они выплавлялись из разных субстратов. По всей видимости, после своего формирования в обстановке спредингового хребта гарцбургиты сектора реки Антипиха оказались в надсубдукционной области, где вступили в реакцию с расплавами, образовавшимися в результате плавления мантии Правобережного сектора в зоне субдукции.

Нижнекоровый комплекс (ультраосновные попорды)

Согласно экспериментальным данным (Bender et. al., 1978; Green et. al., 1979; Walker et. al., 1979) при кристаллизации океанических базальтов при атмосферном давлении последовательность выделения минеральных фаз имеет следующий характер: оливин (шпинель), плагиоклаз, клинопироксен и ортопироксен. В случае кристаллизации больших количеств оливина остаточный расплав значительно обедняется магнием до начала

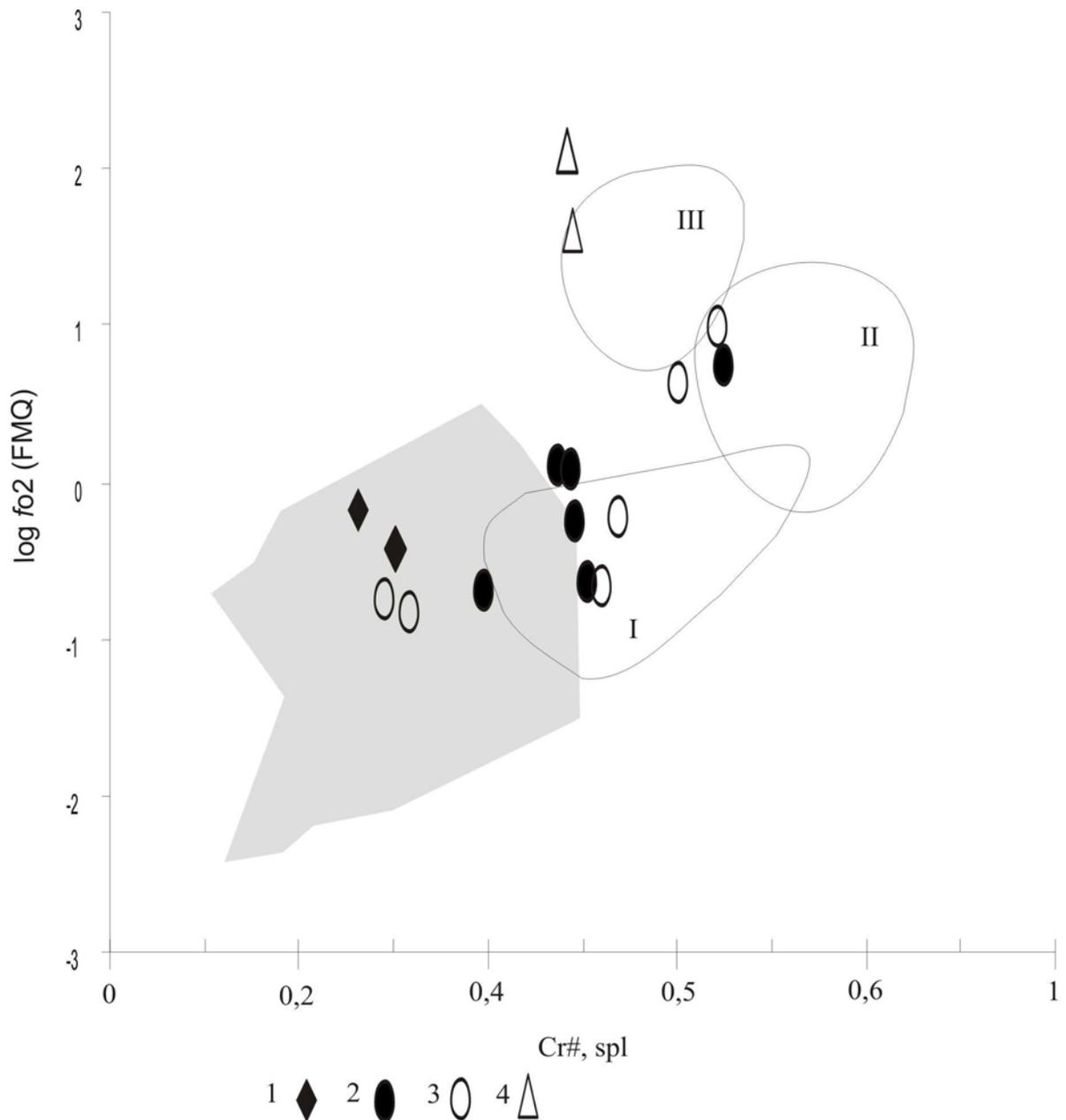


Рис. 2.40. Диаграмма зависимости фугитивности кислорода от хромистости шпиннелида для мантийных ультрабазитов Алучинского массива. Линиями показаны поля перидотитов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (Parkinson, Pearce, 1998): I - гарцбургиты точки "Коникэл Симаунт", II - дуниты точки "Коникэл симаунт", III - дуниты и гарцбургиты точки "Торишима". Серым цветом показана область абиссальных перидотитов. 1- лерцолит, 2 - клинопироксеновый гарцбургит, 3 - гарцбургит, 4- дунит.

кристаллизации клинопироксена. В силу этого совместно кристаллизующиеся оливин и клинопироксен имеют низкую магнезиальность ($Mg\# < 82$). Еще меньшее значение магнезиальности ($Mg\# < 74$) наблюдается в ортопироксенах. Эти данные соответствуют порядку кристаллизации и составу микрофенокритов в базальтах N-MORB (Elton et. al., 1982, 1992). В результате кристаллизации базальтов типа N-MORB при низких давлениях последовательность пород будет представлена дунитами, троктолитами, и оливиновыми габбро, а при высоких давлениях – дунитами, верлитами, клинопироксенитами, вебстеритами

и кумулятивными лерцолитами с высокомагнезиальными минералами (Elton et. al., 1982, 1992).

Как было показано выше, в составе нижнекорового кумулятивного комплекса присутствуют ультраосновные и основные кумуляты образующие две петрохимически различные серии. При этом в серию основных кумулятов включены плагиоклаз содержащие перидотиты (рис. 2.21). По данным геохимии РЗЭ породы обеих серий кристаллизовались из родительских расплавов близких к толеитам типа N-MORB (или островодужных) (рис. 2.30, 2.31), но, вероятно, при различных физико-химических условиях, о чем свидетельствуют особенности их минерального состава.

На диаграмме зависимости концентрации хрома от величины магнезиальности для клинопироксенов (рис. 2.41) все фигуративные точки минералов из ультраосновных кумулятов Алучинского массива попадают в поле ультраосновных кумулятов офиолитов комплекса Бей оф Айлендс. Точки клинопироксенов из образцов кумулятивного габбро попадают как в поле габбро массива Бей оф Айлендс (поле низкого давления), так и в поле ультрамафических кумулятов (поле высокого давления). При этом точки располагаются вблизи границ полей и существенного разрыва между ними не наблюдается. Клинопироксены из плагиоклазсодержащих перидотитов попадают в поле высокого давления.

Образцы габбро отобраны из двух глыб в меланже, в непосредственной близости друг от друга. Они имеют идентичные спектры распределения РЗЭ и очевидно являются производными фракционной кристаллизации единого родительского расплава. Различие в величине давления, при котором кристаллизовались клинопироксены, вероятнее всего свидетельствует о том, что описываемые образцы габбро фиксируют границу двух камер, область перехода от условий высоких давлений к низким.

Эта же закономерность отражается на диаграмме зависимости магнезиальности оливина от магнезиальности сосуществующего клинопироксена (рис. 2.42). На диаграмму нанесены поля океанических кумулятов, мантийных ксенолитов кристаллизующихся в условиях высокого давления, поле кумулятов из офиолитов Бей-оф-Айлендс, а также поле экспериментальных данных по кристаллизации базальтовых расплавов при низком давлении. Фигуративные точки составов пород из обеих выделенных серий кумулятов Алучинского массива попадают в область кристаллизации при высоком давлении.

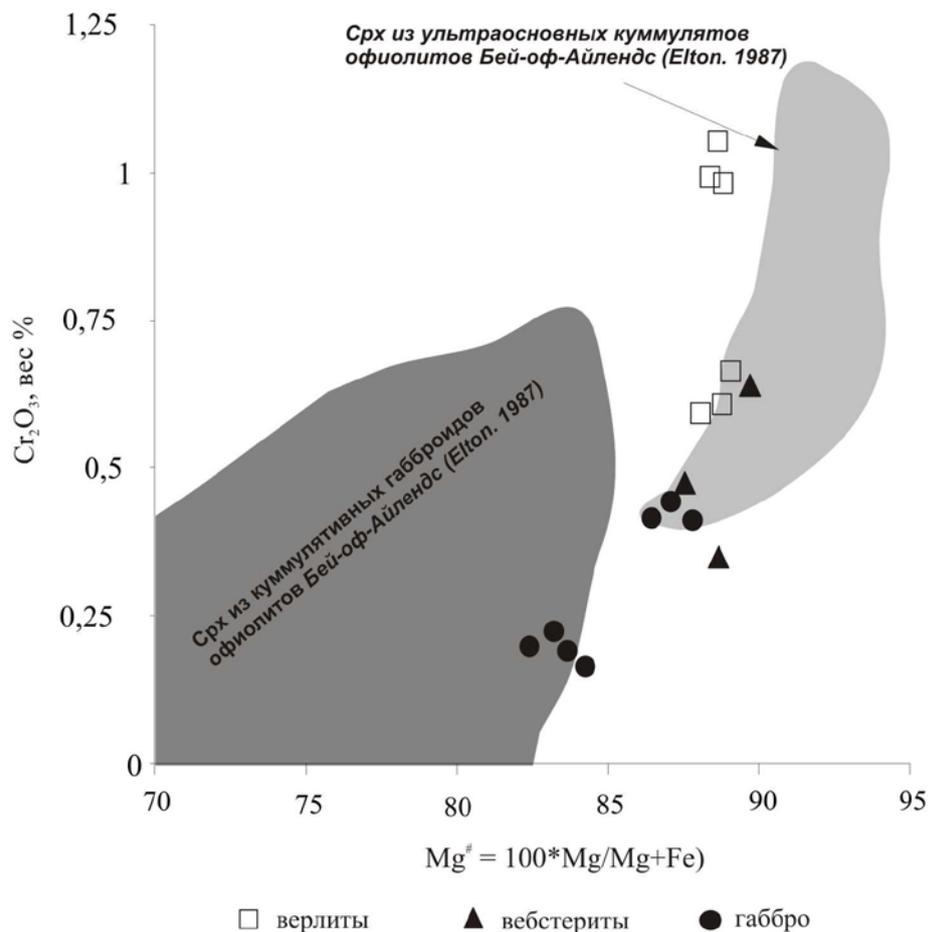


Рис. 2. 41. Диаграмма зависимости величины Cr₂O₃ (вес. %) от магнезиальности для клинопироксенов куммулятивных пород Алучинского массива.

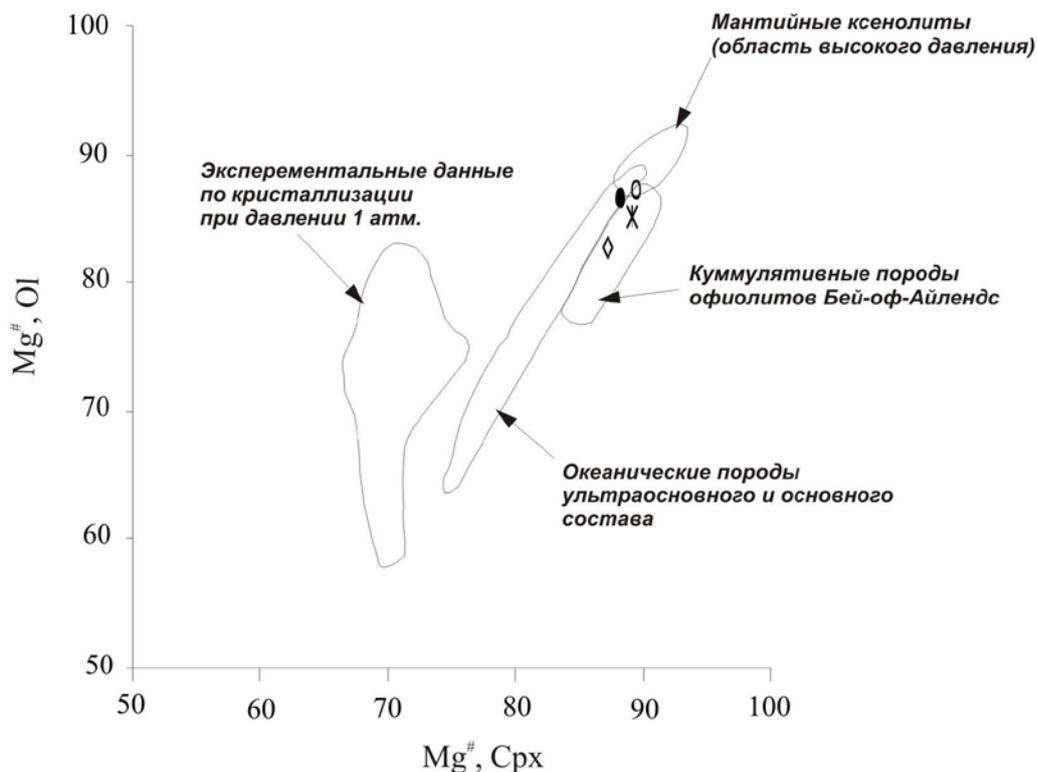


Рис. 2. 42. Диаграмма зависимости магнезиальности оливинов от магнезиальности клинопироксенов в ультраосновных куммулятивных породах Алучинского массива по (Elton et al., 1982).

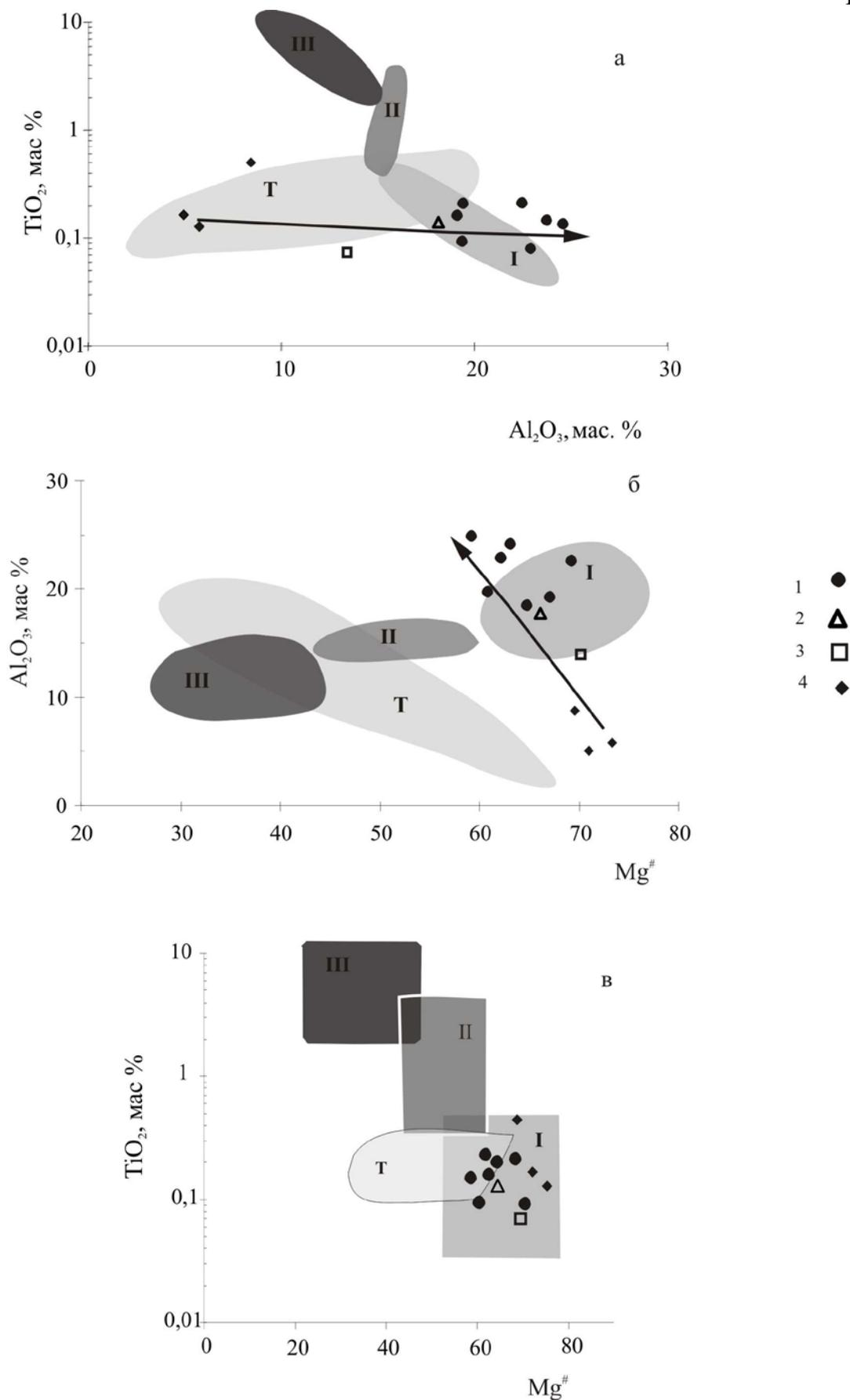


Рис. 2. 43. Диаграммы зависимости величин: TiO₂ от Al₂O₃ (мас. %) (а), Al₂O₃ (мас. %) от Mg# (б) и TiO₂ (мас. %) от Mg# (в) (Silantuyev et al., 2005) для плагиоклазовых перидотитов и габброидов Алучинского массива.

Поля: I, II, III – стадии эволюции габброидов Срединно-Атлантического хребта (Miyashiro, Shido, 1980); Т – бонинитовые габброиды дуги Тонга (Sharaskin et al, 1983).
1 – габбро, 2- ол. габбро, 3- троктолит, 4- пл. верлит

Нижнекоровый комплекс (плагноклазовые перидотиты и габбро)

Различные параметры состава кумулятивных габброидов свидетельствуют об их формировании в надсубдукционной обстановке.

В породах наблюдаются очень низкие концентрации титана не более 0,21 мас. %. Как видно из диаграммы на рис. 2.43в по этому параметру они отличаются от океанических габбро, для которых характерно значительное увеличение концентраций титана с падением магнезиальности. Габброиды Алучинского массива попадают в поле наиболее примитивных океанических габбро первой стадии Срединно - Атлантического хребта (САХ) (Miyashiro, Shido, 1980) и очень близки к полю бонинитового габбро дуги Тонга. Эта же закономерность отражается на диаграммах зависимости величин $Al_2O_3-TiO_2$ и $Mg^\# - Al_2O_3$ (рис. 2.43а, б). На этих диаграммах точки составов габброидов Алучинского массива совпадают с полями низкотитанистых габброидов САХ и образуют эволюционные тренды параллельные трендам бонинитовых габбро дуги Тонга.

Для габброидов Алучинского массива характерны низкие концентрации рассеянных и редкоземельных элементов, что сближает их с габброидами надсубдукционных офиолитовых комплексов (рис. 2.31). Формы мультиэлементных спектров близки к форме бонинитового спектра Идзу-Бонинской дуги (рис. 2.31б).

Особенности состава минералов также свидетельствуют о формировании габброидов в надсубдукционной обстановке. На диаграмме зависимости концентраций глинозема от концентраций титана в клинопироксене (рис. 2.44а) клинопироксены из габброидов демонстрируют незначительный рост концентрации глинозема и при постоянных очень низких значениях величины титана. По этому параметру все изученные минералы попадают в поле бонинитовых составов.

На диаграмме зависимости величины магнезиальности клинопироксена от величины анортита в сосуществующем плагноклазе (рис. 2.44б) минералы из габброидов Алучинского массива характеризуются очень высокими значениями. Их фигуративные точки попадают в поля офиолитов надсубдукционных зон.

2.3.2. Верхнекоровый комплекс (дайковые серии Алучинского и Атамановского массивов)

Особенности петрогенезиса.

На дискриминантных диаграммах приведенных на рис. 2.38 большая часть диабазов Атамановского массива попадает в поля СОХ, отдельные образцы этой группы попадают в поля островных дуг или группируются возле граничных линий разделяющих поля СОХ и островодужные. Диабазы Алучинского массива попадают в поля островных дуг, исключая обр. 4011-7, который попадает в поля СОХ. Эти данные позволяют сделать предварительное заключение, что оба исследуемых комплекса были образованы в надсубдукционной

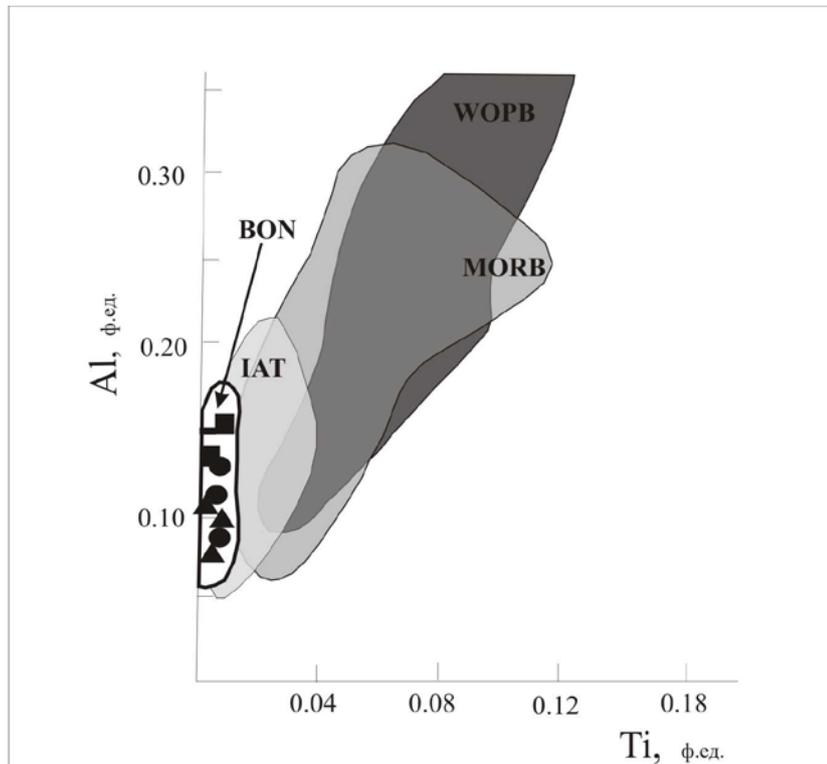


Рис. 2.44. Диаграмма зависимости Ti от Al (ф. ед.) для клинопироксенов из габброидов Алучинского массива.
Поля по (Vessalva et al., 1989): IAT – базальты островны дуг, BON – бониниты, MORB – базальты срединно –океанических хребтов, WOPB – базальты внутриокеанических плит.

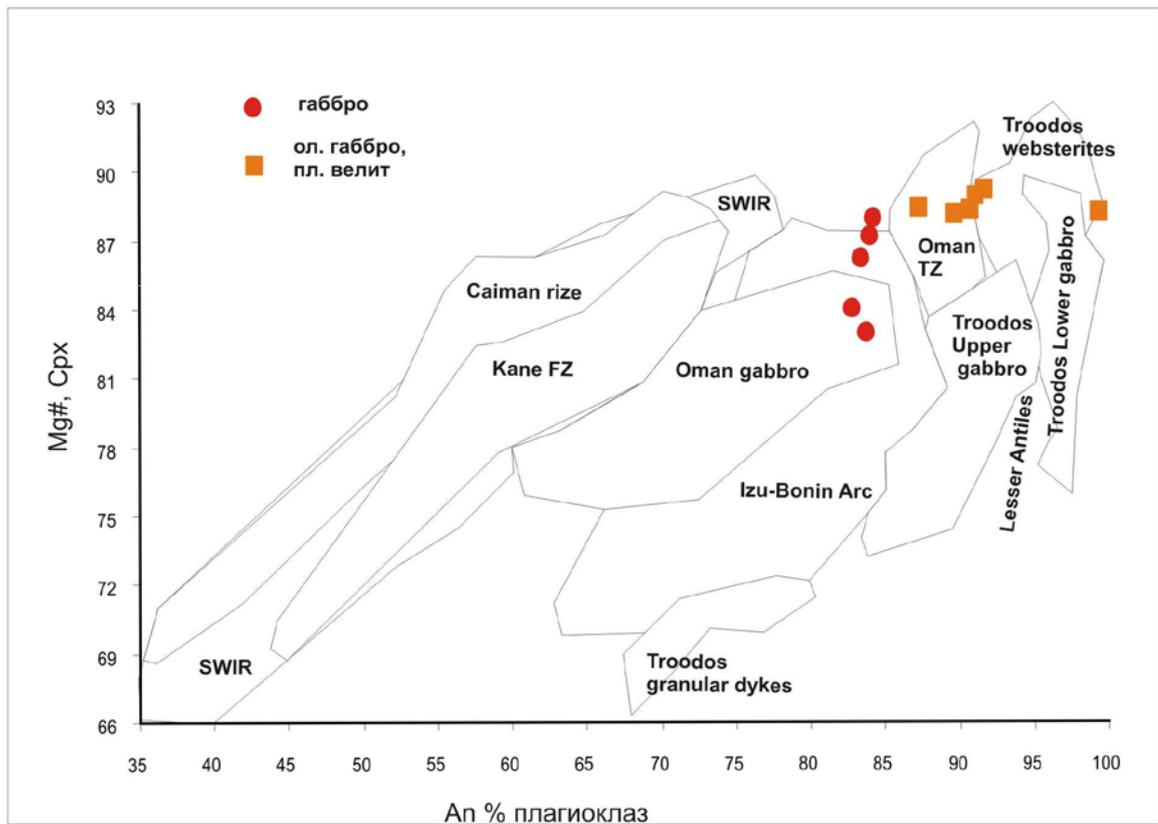


Рис. 2.45. Диаграмма зависимости величины Mg# в клинопироксенах от величины An в плагиоклазах из габброидов Алучинского массива.
Поля по (Kvassnes, 2004).

геодинамической обстановке. При этом, учитывая, что комплекс диабазов Атамановского массива включает в себя как образцы с островодужными, так и образцы с океаническими характеристиками весьма вероятно, что эти породы могли быть сформированы в задуговом бассейне, т.е. представлять собой комплекс ВАВВ. Главной особенностью базальтов типа ВАВВ является их промежуточный состав, варьирующий между толеитами типа N-MORB и островодужными или даже известково-щелочными базальтами (Gribble et al., 1996, Gribble et al., Taylor, Martinez, 2003, Pearce, Stern, 2006, Сондерс, Тарни, 1987, Филатова, 2003 и др.). Представленные выше данные по вещественному составу диабазовых серий свидетельствуют о том, что в породах обоих комплексов присутствуют разновидности в различной степени обогащенные элементами КИЛ, ЛРЗЭ и деплетированные элементами ВЗЭ, и позволяют выделить и охарактеризовать субдукционную компоненту и мантийный источник.

Субдукционный компонент. Согласно данным (Филатова, 2003; Lin et al., 1989; Stern et al., 1990 и др.) расплавы субдукционных зон представляют собой продукт, состав которого складывается из трех компонент: #1-субдукционной, #2 – внутриплитной (WPB) и #3-компоненты N-MORB. Оценить вклад каждого компонента в состав конкретных пород позволяет диаграмма Ba/La – (La/Yb)_n (Lin et al., 1989) (рис.2.46). Из диаграммы следует, что составы изученных диабазовых комплексов являются результатом взаимодействия компонент #1- субдукционной и #3 - N-MORB. Диапазоны колебаний Ba/La в образцах обоих серий сопоставимы и составляют (Ba/La = 4,5 – 91,9) – для диабазов Атамановского массива и (Ba/La=7,1 – 123,2) – для диабазов Алучинского массива. Следует отметить, что большая часть точек составов пород Атамановского массива характеризуется умеренными величинами Ba/La (4-18,3), что отражает доминирующую роль компоненты N-MORB. В составе образца GO 4-1 наблюдается незначительное присутствие компоненты #3(WPB) ((La/Yb)_n=4,3). Наибольшее значение (Ba/La =123.2 – нет на диаграмме) для диабазов Алучинского массива слишком велико и вероятно связано не с флюидным метасоматозом, а с высокими концентрациями Ba в породе.

Для характеристики базальтов задуговых бассейнов Пирс и Штерн (Pearce et al., 2006) предложили использовать отношение Ba/Nb с нормализацией по Yb для исключения влияния процессов фракционной кристаллизации и аккумуляции кристаллов. Нанесенные в этих координатах данные для базальтов нескольких задуговых бассейнов (Лау, Манус, Изу, Скотиа, Марианский трог) показали широкий разброс точек между толеитами N –MORB и островодужными базальтами из смежных с бассейнами островных дуг. При этом составы, попадающие в область N-MORB, представляют собой генерацию спрединговой оси, а попадающие в островодужное поле, соответственно генерируются при участии островодужных источников в области приближенной к фронту островной дуги. Однако большая часть

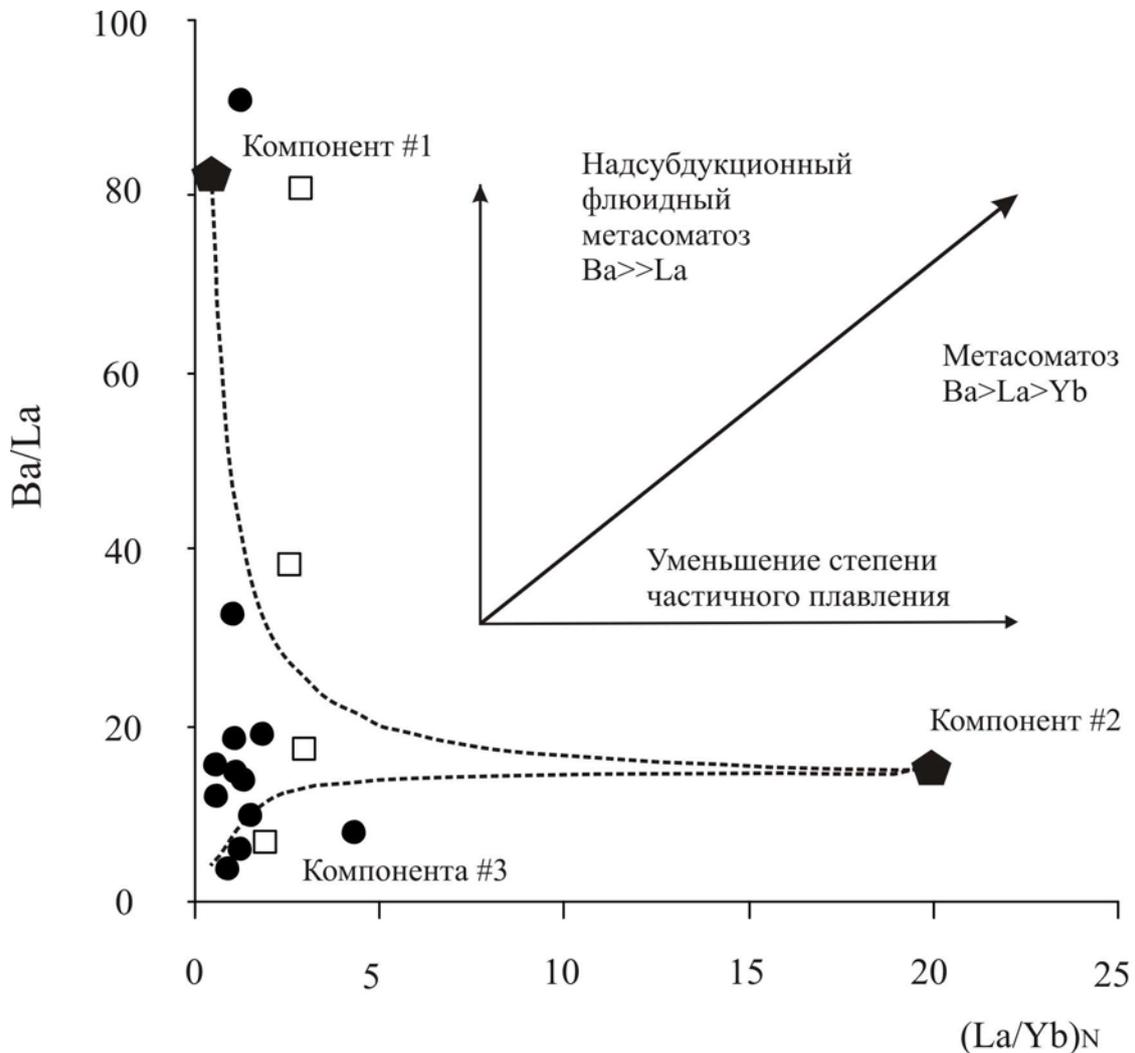


Рис.2.46. Зависимость $(La/Yb)_N - Ba/La$ по (Lin et al., 1989) для диабазов Атамановского и Алучинского массивов. Усл. обозначения см. на рис. 3.

составов ВАВВ располагается между этими полями. Таким образом, использование подобной зависимости позволяет оценить весь спектр составов ВАВВ. На рис. 2.47 представлена диаграмма Nb/Yb– Ba/Yb с нанесенными полями базальтов Марианского Трога по (Pearce et al., 2006) и данными диабазовых серий Атамановского и Алучинского массивов. Как видно из рисунка диабазы обеих серий демонстрируют широкий разброс точек, при этом ни одно значение не попадает в поле N-MORB, хотя среди пород Атамановского массива некоторые точки располагаются вблизи этого поля. Часть точек как Атамановских, так и Алучинских диабазов попадают в островодужное поле, но большая часть диабазов Атамановской серии, а также два состава Алучинской серии попадают в поле базальтов Марианского Трога. Таким образом, спектры составов описываемых диабазовых серий совпадают со значениями характерными для ВАВВ и демонстрируют большое сходство с эталонным объектом - базальтами Марианского Трога.

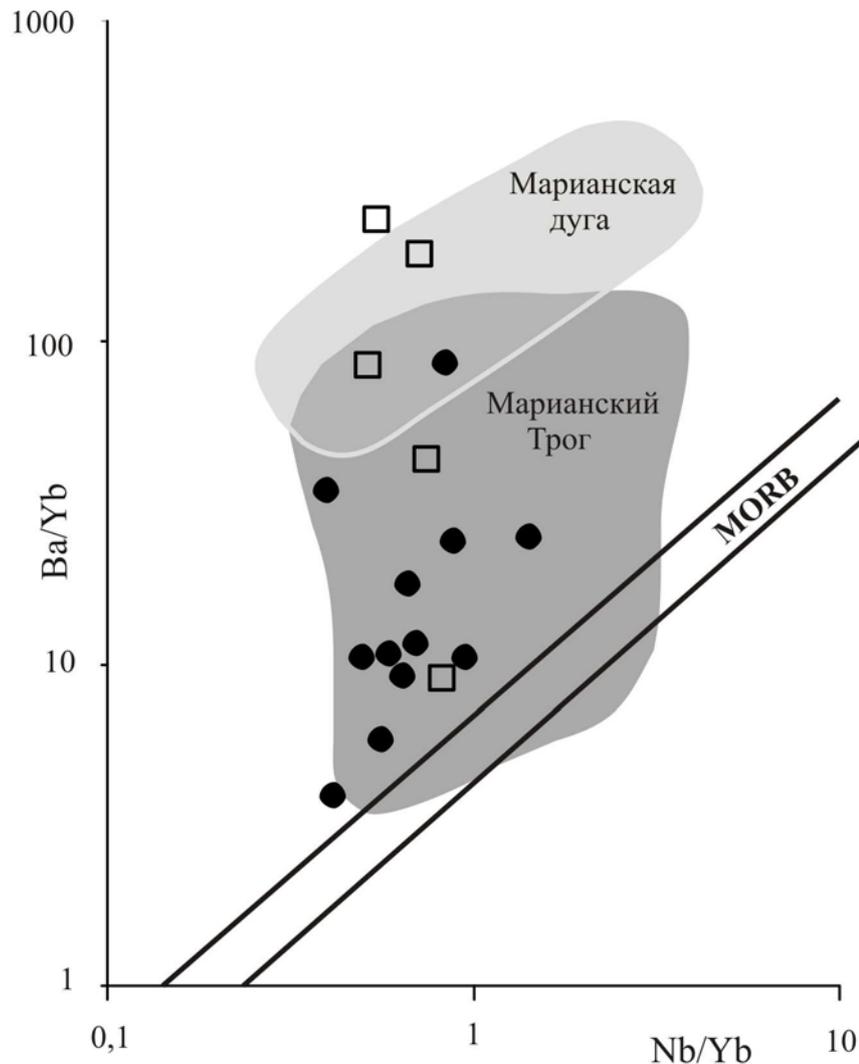


Рис.2.47. Зависимость Nb/Yb – Ba/Yb по (Pearce, Stern, 2006) для диабазов Атамановского и Алучинского массивов. Усл. обозначения см. на рис. 2.33.

В составе субдукционной компоненты могут быть выделены элементы, отделяющиеся от субдуцирующей плиты (слэба) на разных глубинных уровнях. Анализ поведения элементов маркирующих эти уровни позволяет сделать качественные выводы о том, на какой дистанции от фронта дуги могли формироваться расплавы. Для анализа этого параметра Пирс и Стерн использовали зависимость Th/Nb– Ba/Nb (Pearce et al., 2006), в которой Th является маркером глубинных флюидов, а Ba в одинаковой степени входит в состав флюидов отделяющихся как от глубинных, так и от поверхностных уровней. Мантия состава N-MORB, поступая в область мантийного клина и проплывая в конвективном потоке над глубинными уровнями погружающейся плиты, будет в одинаковой степени обогащаться как Ba, так и Th. Соответственно отношение этих элементов будет оставаться постоянным и иметь значение близкое к единице, что отражает наклонный тренд на рис. 2.48. Поверхностный компонент

будет выражен увеличением концентраций Ва в расплаве, который к этому моменту уже должен быть обогащен глубинным компонентом (рис. 2.48) (Pearce et al., 2006).

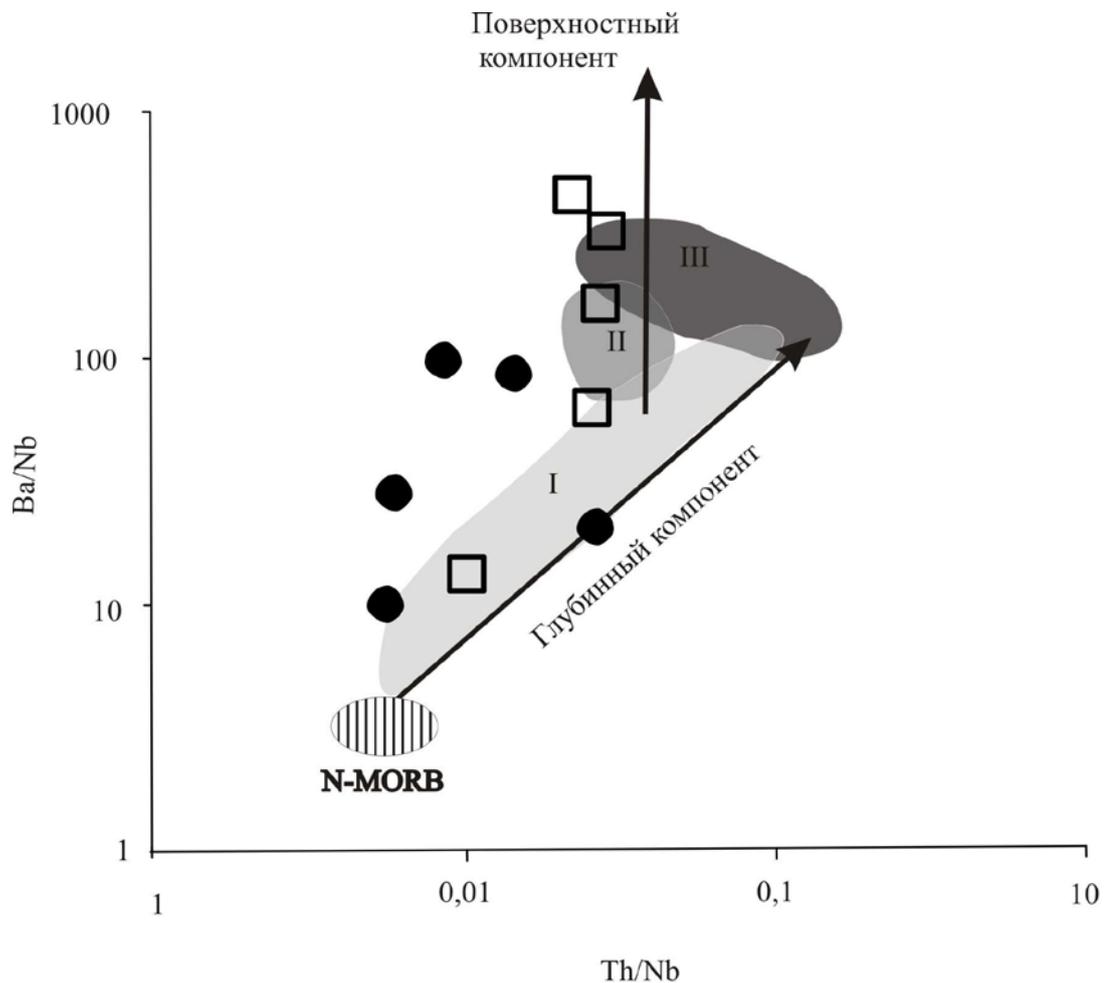


Рис.2.48. Зависимость Th/Nb – Ba/Nb по (Pearce, Stern, 2006) для диабазов Атамановского и Алучинского массивов.

I – Марианский трог, II, III – Марианская дуга.

Остальные усл. обозначения см. на рис. 2.33.

Образцы Атамановского массива в координатах Yb/Nb– Ba/Nb демонстрируют широкий разброс значений. На наклонный тренд обогащения глубинным компонентом попадает только один состав обр. GO 4-1. Составы других образцов отражают последовательное увеличение концентраций Ва, которое берет начало из области близкой к составам N-MORB. Подобный характер поведения флюидных компонентов наблюдается в дуге Скоша, где он объясняется короткой длиной субдуцирующей плиты, которая не достигает уровня генерации глубинного компонента (Pearce et al., 2006). Применить это объяснение к породам Атамановского массива не представляется возможным, поскольку обр. GO 4-1 свидетельствует о присутствии глубинного компонента. Вероятнее всего отсутствие глубинной компоненты и рост концентраций Ва, наблюдаемые в образцах близких к области N-MORB на рис. 2.48

объясняется тем, что их расплавы генерировались в области над верхними горизонтами субдуцирующей плиты на относительно не далеком расстоянии от фронта островной дуги.

Большая часть образцов Алучинского массива ложится на вертикальный тренд обогащения Ва и попадает в поля Марианской дуги, что свидетельствует об островодужной природе этого комплекса. Обр. 4011-7 ложится в область обогащения глубинным компонентом, что позволяет рассматривать его как BABB близкий к N-MORB.

Мантийный источник. Характер плавления мантийного источника является важной характеристикой субдукционного процесса. Большинство исследователей объясняют вариации ВЗЭ неоднократным плавлением мантийного источника (Gribble et al., 1996; Gribble et al., 1998; Pearce et al., 2006; Woodhead et al., 1998). Как было показано выше, среди пород Атамановского массива имеются образцы, существенно обедненные относительно базальта N-MORB высокочargedными элементами, а также средними и тяжелыми РЗЭ (рис. 2.36 б). Наиболее магнезиальный образец GO 3-11 ($MgO = 9,9 \text{ мас.}\%$), который может рассматриваться в качестве первичного расплава, в наибольшей степени обеднен всеми несовместимыми компонентами включая ЛРЗЭ. Например, концентрации Zr, Hf, Yb в обр GO 3-11 составляют (28,5; 0,9; 1,43 г/т), что значительно меньше нижних пределов концентраций этих элементов в лавах Марианской дуги (41,8; 1,5; 1,74 г/т – соответственно) (Elliot et al., 1997). Вероятнее всего причина обеднения несовместимыми элементами связана с неоднократным плавлением исходного субстрата в мантийном клине.

Хорошо известно, что базальты типа N-MORB генерируются при декомпрессионном плавлении показателем, которого является обратная зависимость степени плавления и концентрации несовместимых элементов: чем больше степень плавления, тем меньше концентрации несовместимых элементов в расплаве. В субдукционных обстановках может наблюдаться другая зависимость: прямая корреляция между несовместимыми элементами и степенью плавления. Считается, что причиной этого является поступление водного флюида, который с одной стороны уменьшает температуру плавления, а с другой увеличивает концентрации несовместимых элементов в мантии. Такой процесс получил название флаксплавления (flux-melting) (Gribble et al., 1996; Gribble et al., 1998 и др.). Как декомпрессионное, так и флаксплавление могут совмещаться в зоне субдукции, и в результате давать диапазон степеней плавления гораздо более широкий, чем каждый из этих процессов в отдельности.

Характер плавления может быть проверен с помощью модели использующий зависимость несовместимого элемента - Y от совместимого – Cr, каждый из этих элементов не подвержен существенному влиянию процессов, создающих неоднородности в верхней мантии (Пирс и др., 1987). На диаграмму на рис. 2.49 нанесен состав первичной мантии и тренды ее плавления, отражающие состав образующихся первичных расплавов. Линии направленные вниз от трендов плавления представляют собой вектора кристаллизации этих расплавов. Более крутая часть линии соответствует кристаллизации состава оливин + хромшпинель ±

клинопироксен, а более пологая кристаллизации оливин + хромшпинель + клинопироксен + плагиоклаз. Комбинация трендов необходимая для получения базальта определенного состава представляет собой «петрогенетическую траекторию» для этой лавы (Пирс и др., 1987). На рис. 2.49 представлены три петрогенетические траектории А, В, С. Траектория С отражает кристаллизацию базальтов типа СОХ, траектория В – кристаллизацию расплавов формирующихся над зоной субдукции, А – кристаллизацию бонинитовых расплавов. Тренд А проектируется не на линию плавления мантийного источника, а на линию плавления вышележащей океанической литосферы. Из рисунка видно, что диабазы Атамановского массива демонстрируют широкий разброс значений, попадая на тренды С и В, а также между ними, а отдельные составы приближаются к тренду А. Таким образом, диабазы Атамановского массива демонстрируют широкий диапазон степеней плавления от 15% до 30% и более. Большинство диабазов Алучинского массива располагаются между линиями А и В в пределах поля островных дуг, что свидетельствует о высоких (более 30%) степенях плавления мантийного источника. Обр. 4011-7 располагается в поле СОХ вблизи тренда С, что соответствует характеристикам его состава как N-MORB.

Геодинамические аспекты формирования

Согласно изложенным выше данным диабазы Атамановского массива характеризуются смешанным составом, в котором проявлены как признаки N-MORB, так и островодужные признаки, что позволяет их рассматривать как породы близкие к базальтам задуговых бассейнов (ВABВ). При этом признаки базальтов N-MORB проявлены достаточно сильно: практически все образцы имеют характерное для N-MORB распределение REE, что может рассматриваться в качестве свидетельства формирования пород на зрелой стадии развития бассейна.

Вопрос о геодинамической типизации диабазов Алучинского массива несколько сложнее. Этим породам свойственны ярко выраженные черты островодужных расплавов (исключая обр. 4011-7, который имеет состав N-MORB). В то же время некоторые особенности вещественного состава позволяют рассматривать их как крайний член (Arc-like member) группы ВABВ. В первую очередь это повышенные содержания никеля. На диаграмме Ni-Ti/Cr (рис. 2.38 г) часть образцов попадает в поле СОХ, либо располагается вплотную к линии раздела полей СОХ и островодужных. Содержания Al_2O_3 не превышает 16,5 мас. %, что несколько ниже, чем это характерно в целом для островодужных составов (17-19 мас. %). Содержания TiO_2 в Алучинских диабазах слегка повышено (около 1 мас. %). Для сравнения средние содержания титана и глинозема в толеитах Мариинской дуги составляет 0,8 мас.% и 17,5 мас.% соответственно (Woodhead, 1989). Отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ в описываемых породах не велики и не превышают $La/Yb = 1,6$, что соответствует среднему значению этого отношения в базальтах Марианской дуги, для которых диапазон колебаний La/Yb

значительно больше и составляет (0,9 – 2,77) (Elliot, 1997). Так же следует учитывать, что в ассоциации с диабазами, имеющими островодужные характеристики, находится обр. 4011-7 состав, которого соответствует N-MORB, что может свидетельствовать о том, что в области генерации островодужных раславов, оставались локальные участки первичной мантии, не подвергшиеся флюидной обработке, либо этот образец отражает более позднюю стадию внедрения, которая привела к формированию дайкового комплекса Атамановского массива. Совокупность этих данных позволяет рассматривать диабазы Алучинского массива как разновидность ВАВВ с ярко выраженными островодужными свойствами (arc-like member).

В рамках проведенного исследования важной задачей представляется установление взаимосвязи между двумя изученными комплексами диабазов. Эта задача достаточно сложна и на данном этапе не может быть решена полностью, поскольку комплексы пространственно разобщены, а данные о возрасте диабазов Алучинского массива отсутствуют. Тем не менее, ряд данных свидетельствует о том, что оба дайковых комплекса могли быть сформированы в единой структуре задугового палеобассейна. К таким данным относятся, во-первых, структурная позиция обоих комплексов - и тот и другой прорывают мантийные ультрабазиты Алучинского массива. Во-вторых, как было показано выше, вещественные составы обоих комплексов соотносятся между собой так же как соотносятся составы пород из разных структур Марианского Трога, отражающие его последовательную эволюцию (Gribble et al., 1996; Gribble et al., 1998; Stern et al., 1990; Пирс и др., 1987). При этом, составы диабазов Алучинского массива соответствуют составам островодужных вулканитов рифтинговой стадии северной части Марианского Трога (arc-like member), а диабазы Атамановского массива – вулканитам более южных частей Марианского Трога приближающихся по составу к N –MORB и свидетельствующих о более зрелой стадии раскрытия бассейна (Gribble et al., 1996; Gribble et al., 1998). Исходя из этого, можно предположить, что два рассмотренных диабазовых комплекса могли сформироваться в задуговом бассейне, эволюция которого была близка к схеме эволюции предложенной для Марианского трога.

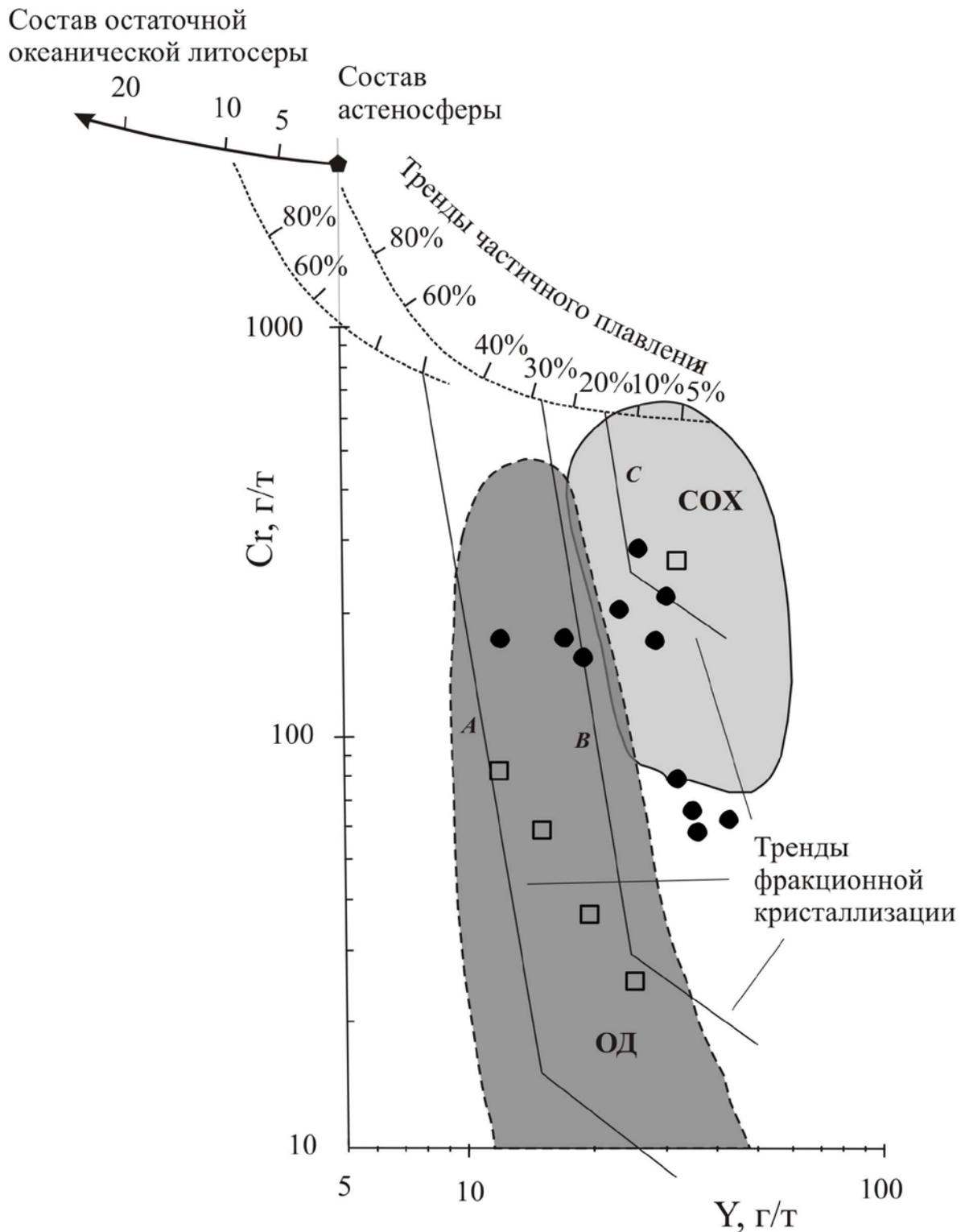


Рис.2.49. Модель частичного плавления и фракционной кристаллизации в координатах Y (г/т) – Sr (г/т) по (Пирс и др., 1987) для диабазов Атамановского и Алучинского массивов.

COX – Срединно-океанические хребты; OD – островные дуги, остальные усл. обозначения см. на рис. 2.33.

ГЛАВА 3

ГРОМАДНЕНСКО-ВУРГУВЕЕМСКИЙ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЙ МАССИВ

3.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ

Геологическое строение Громадненско-Вургувеемского массива

Выходы пород Громадненско – Вургувеемского массива расположены в верхнем течении реки Б.Ануй на его правом и левом берегах. Площадь массива составляет около 500 км². В плане он имеет форму сигмоидально изогнутой линзы протяженностью около 100 км. и шириной 15 км. в центральной части, 2-5 км. – на флангах. Структурно массив занимает пограничное положение между юго-восточной оконечностью ЮАС и Алазейско-Олойской складчатой системой (рис. 3.1). С юга породы массива граничат с каменноугольно-пермской вулканогенно-осадочной толщей Яракваамского террейна, вместе с которой составляют ряд покровных пластин северной вергентности, надвинутых на среднеюрско-раннемеловые комплексы ЮАС (Sokolov et al., 2002) (рис.3.1, 3.2). Возраст позднепалеозойских комплексов определен на основании фаунистических данных. (Шеховцов и др. 2002). На отдельных участках южной границы массива габброиды прорываются серией дайковых тел, которые, возможно, являются гипабиссальной фацией вышележащих позднепалеозойских вулканитов.

Массив изучался в его центральной наиболее широкой части в бассейне руч. Крутой, где присутствуют наименее измененные породы

В составе Громадненско-Вургувеемского массива можно выделить три комплекса пород: plutонические перидотиты и габброиды - Громадненский (Лычагин, 1991а); плагиограниты - Вургувеемский (Лычагин, 1991а) и дайковый комплекс (рис. 3.2).

Габброиды Громадненского комплекса занимают около 90-95% площади массива. Преобладающим типом среди них являются средне-крупнозернистые мезо-лейкократовые габбро-нориты. Менее распространены нормальные габбро и нориты, редко встречаются анортозиты. Полосчатость выражена в чередовании слоев с различной степенью меланократовости и зернистости. В целом, в связи с тем, что меланократовые породы в этом комплексе практически отсутствуют, полосчатость не имеет крупномасштабного (грубого) характера: границы между слоями, чаще всего постепенные, мощности отдельных слоев 0,5-3 см., в редких случаях до 1м.

Кумулятивные перидотиты распространены крайне незначительно и составляют около 3-5 % массива. Они образуют тела линзовидной или изометричной формы протяженностью от

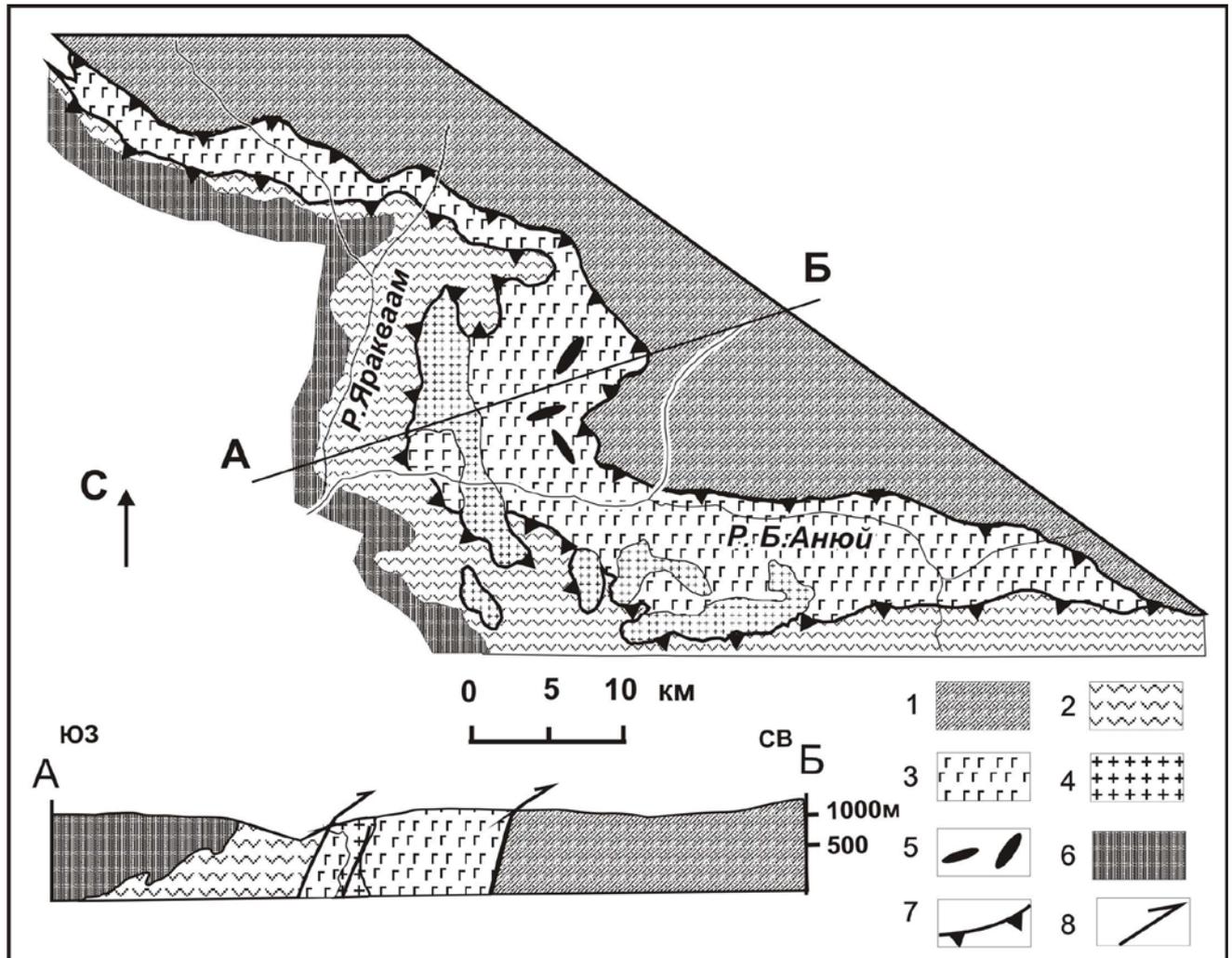


Рис. 3.1. Схема строения Громадненско-Вургувеемского массива, по (Лычагин, 1991б) с изменениями.

1 - нерасчлененные среднеюрско-раннемеловые комплексы Южно-Ануйской сутуры; 2 – позднепалеозойские вулканогенно-осадочные образования; 3 – габброидные комплексы Громадненско-Вургувеемского массива; 4 – плагиограниты позднепалеозойского Вургувеемского комплекса; 5 – тела плагиодунитов, оливин-амфиболовых кумулатов, оливинового габбро; 6 - меловые наложенные вулканогенно-осадочные комплексы; 7, 8 – надвиги, ограничивающие Громадненско-Вургувеемский массив: 7 – на карте; 8 – в разрезе.

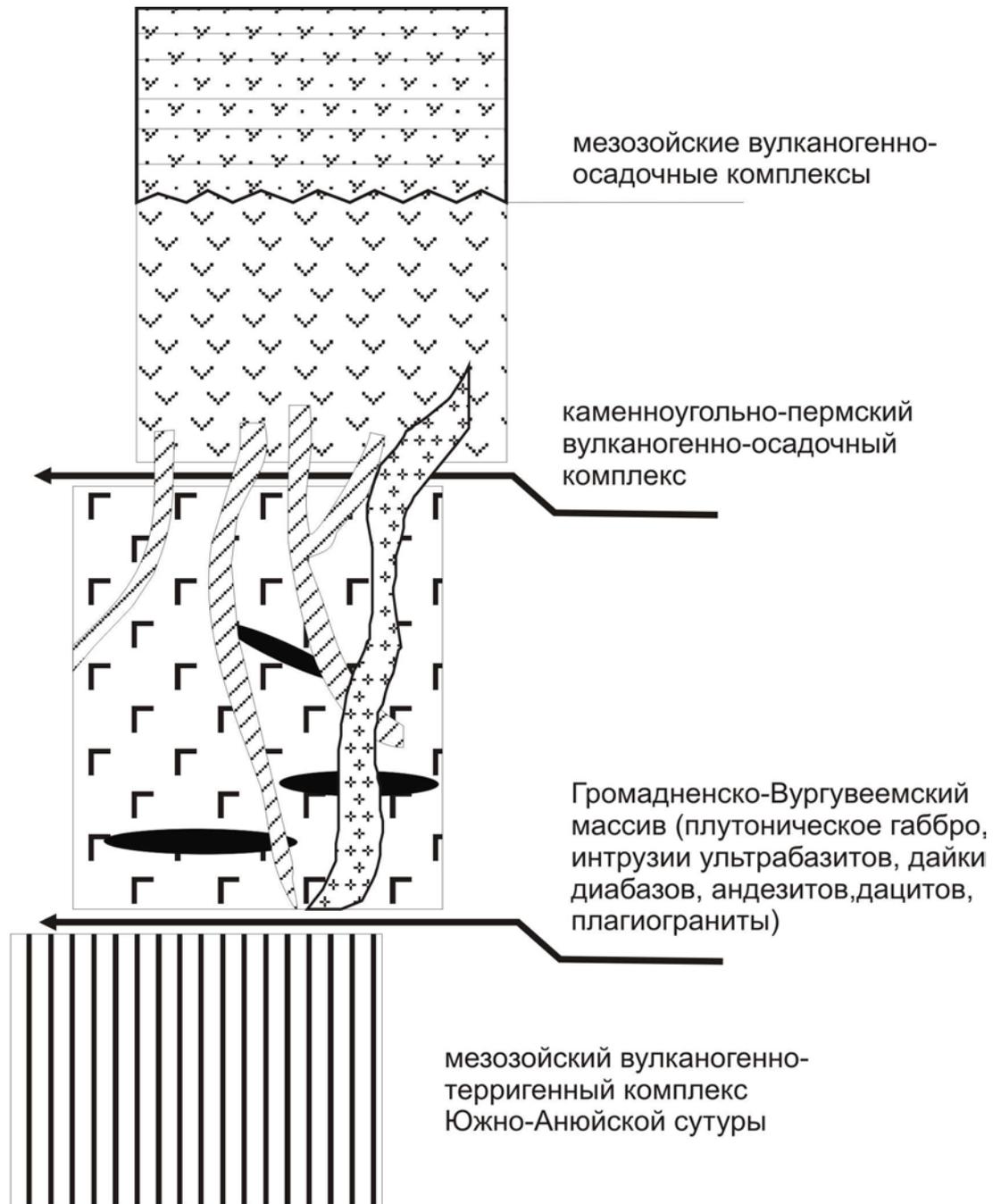


Рис. 3.2. Тектоно-стратиграфическая колонка северо-восточной части Яракваамского террейна.

30 до 500 м при ширине не более 10-15 м. В составе этих тел выделяются различные породы, минеральный состав которых характеризуется присутствием переменных количеств оливина, плагиоклаза, клинопироксена - это плагиодуниты, плагиоверлиты, троктолиты, оливиновые габбро, а также породы, состоящие из первичного амфибола и оливина (оливин-амфиболовые кумуляты). Иногда различные типы пород связаны постепенными переходами внутри одного тела, в других случаях тела сложены одним типом пород. В связи с недостаточной обнаженностью массива установить характер взаимоотношений между телами меланократовых пород и вмещающими габбро-норитами не удалось. По данным некоторых исследователей (Лычагин, 1991а, Радзивилл А.Я, Радзивилл В.Я. 1975), в разных частях

массива в одних случаях наблюдаются рвущие контакты, в других постепенные переходы между телами

Согласно данным, приведенным в (Лычагин, 1991а), метаморфические преобразования габброидов выражены в рассланцевании, амфиболизации и последующей плагиогранитизации. Проявления этих процессов тяготеют к северо-восточному и юго-западному флангам массива и захватывают примерно 1/3 выходов габброидов. Они образуют полосы шириной 4 -7 км, повторяющие очертания контактов массива. Согласно (Лычагин, 1991б) выделяются две стадии метаморфических преобразований: 1 - рассланцевание и амфиболизация габброидов, 2 – плагиогранитизация этих пород.

Амфиболиты, без признаков плагиогранитизации встречаются редко, характеризуются нематогранобластовой структурой и по химическому составу (Лычагин, 1991а), близки к неизменным габброидам массива.

Среди плагиогранитизированных пород выделяется три разновидности. Первая представлена плагиогранитогнейсами, в том числе по составу близкими к диоритам. Состав их варьирует в зависимости от степени переработки амфиболитового (базитового) субстрата. Наиболее распространены гнейсы диоритового состава. Породы связаны постепенными переходами с неизменными габброидами и имеют сланцеватую нематогранобластовую, а также порфиробластовую очковую структуры. В этих породах присутствуют хлорит-эпидот - ссоритовые агрегаты, развивающиеся по первичным минералам, зеленая роговая обманка, кварц (до 10 %), биотит. Продуктами второго типа плагиогранитизации являются плагиомигматиты, распространенные значительно меньше, чем гнейсы. Они образуют небольшие "пачки" залегающие среди других метаморфизованных пород – амфиболитов и гнейсов. Среди них выделяются контрастные по составу лейкосома – плагиогранит, и меланосома – меланократовая порода, состоящая из зеленой роговой обманки и основного (50-70%) плагиоклаза. Мощности слоев составляют 0,1 – 5 см.

Третью разновидность плагиогранитизированных пород представляют собой гранатые плагиограниты. Они образуют небольшие изометричные тела в (1-20 м. в поперечнике) среди апогаббровых амфиболитов. Элементы гнейсовидности простираются согласно с элементами сланцеватости вмещающих амфиболитов, что позволяет сделать вывод об образовании плагиогранитов *in situ* в результате метасоматического замещения амфиболитов.

Условия метаморфизма габброидов оцениваются исходя из данных о качественном составе равновесных минеральных парагенезисов и связи метаморфизма с последующей плагиогранитизацией (Лычагин, 1991а). Наблюдаемые минеральные ассоциации в метаморфитах Громадненско-Вургувеевского массива относятся к эпидот-амфиболитовой фации, условия которой соответствуют 500-600° С и давлениям порядка 2-3 и 7-8 кбар (Лычагин, 1991а). Приведенные оценки давления соответствуют диапазону глубинности от 5,5 до 25 км.

Вургувеемский комплекс плагиогранитов наиболее полно описан в работах (Палымская, Палымский, 1975; Лычагин, 1991а). Плагиограниты комплекса образуют ряд небольших интрузивных тел в центральной части массива, а также за его пределами. Помимо плагиогранитов в составе комплекса выделяются кварцевые диориты и тоналиты. Породы характеризуются высоким содержанием калия ($K_2O=1.21 - 2.36$ (Лычагин, 1991а)). Изотопные датировки К-Аг методом плагиогранитов составляют 257 млн. лет (Палымская, Палымский, 1975).

Дайковый комплекс.

В структуре массива наблюдаются два пространственно разобщенных дайковых комплекса.

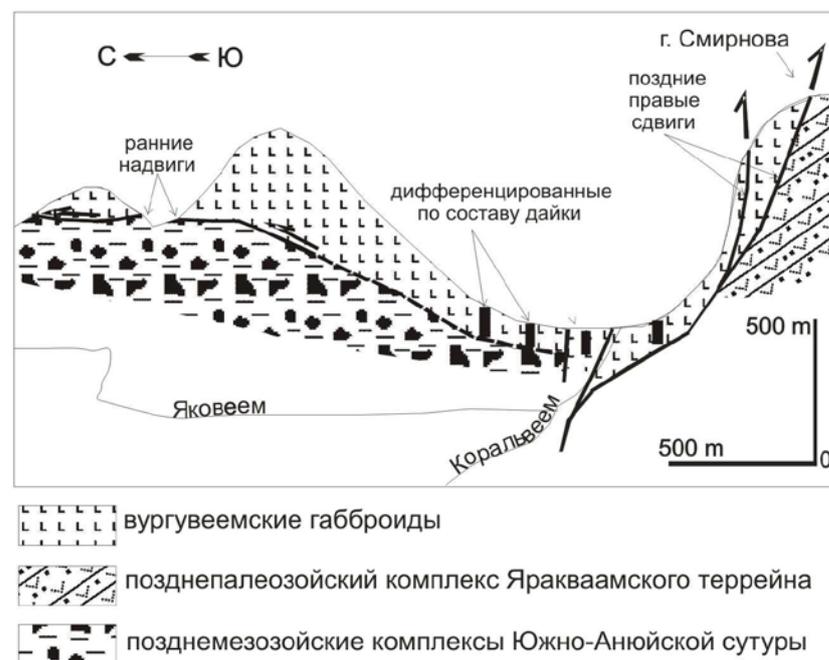


Рис. 3.3. Соотношения вургувеемских габброидов и дайкового комплекса с позднемезозойскими комплексами ЮАС и позднепалеозойскими вулканогенными комплексами Яркаваамского террейна в районе впадения р. Яковеем в р. Коральвеем (Бондаренко, 2004).

Первый комплекс вскрывается на левом борту реки Коральвеем (Коральвеемский комплекс), вблизи устья реки Яковеем. Его обнаженная часть протягивается вниз по течению р. Коральвеем более чем на 2 км. Здесь плутонические породы Вургувеемских офиолитов прорваны многочисленными дайками диабазов, андезитов и дацитов (рис. 3.3). Дайки представлены субвертикальными телами северного простирания мощностью от 0,3 - 0,5 до 2 - 3 м. и сложены диабазами, габбро-диабазами, базальтами, андезито-базальтами, андезитами, дацитами. В верхней части разреза дайкового комплекса встречаются тела вулканокластических пород. Среди даек наблюдаются скрины габбро. Коральвеемские дайки занимают пограничное положение между габброидами массива и расположенным южнее и

структурно выше островодужным вулканогенным комплексом, позднепалеозойского комплекса Яракваамского субтеррейна (рис.3.3).

Возраст позднепалеозойского комплекса определен на основании фаунистических данных и соответствует раннему карбону - перми (Шеховцов и др. 2002). Слагающие его эффузивы среднего и кислого состава близки по составу к описанным дайкам (Бондаренко, 2004), что позволяет рассматривать их как единый комплекс.

Второй дайковый комплекс (комплекс II) расположен в центральной части массива и был изучен в бассейне руч. Крутой. Дайки представляют собой отдельные маломощные (от нескольких см до полуметра), протяженностью не более 10 м тела, которые прорывают габброиды Громадненско-Вургувеевского массива. Согласно изотопным датировкам (как будет показано ниже), их возраст соответствует поздней перми.

Изотопные датировки пород массива

До последнего времени существовало две изотопные датировки плутонических пород массива. Одна из них, отмеченная выше, характеризовала возраст плагиогранитов Вургувеевского комплекса - 257 млн. лет (К-Ar метод) (Палымская, Палымский, 1975).

Вторая – возраст роговой обманки из плагиогранитизированного габбро Громадненского комплекса (332 млн. лет. Ar-Ar метод) (Кораго, 2000). В последнее время в лаборатории Тектоники океанов и приокеанических зон ГИН РАН были организованы исследования с целью датирования плутонических пород Громаднинского комплекса, а также образцов из дайкового комплекса (рис. 3.4, табл. 3.1)

Ar-Ar методом были продатированы три образца. В образце среднезернистого амфиболизированного габбро-норита (ГК 983-4) (свежий плагиоклаз-60% + серпентинизированный ортопироксен-20% + амфиболизированный клинопироксен-20%) была измерена вторичная роговая обманка псевдоморфно замещающая клинопироксен. Наиболее предпочтительный возраст по плато составил $312 \pm 11,6$ млн. лет (табл. 3.1) Полученная цифра хорошо согласуется с возрастом 332 млн. лет для плагиогранитизированного габбро (Ar-Ar метод) (Кораго, 2000). Таким образом, возраст вторичных преобразований габброидов соответствует среднему карбону.

Из перидотитов Ar-Ar методом был проанализирован валовый состав образца крупнозернистого кумулятивного верлита (ГК 11-2), характеризующегося пойкилитовой структурой (зерна оливина - 40 % - включены в крупные кристаллы амфиболизированного клинопироксена - 60%). Интегральный возраст составил $292,7 \pm 7,8 - 201 \pm 4,7$ млн. лет, что соответствует временному диапазону ранняя пермь – поздний триас. Полученный временной интервал слишком широк. Тем не менее, он подтверждает предполагаемый более поздний возраст меланократовых пород относительно габброидов. Геохимические данные (как будет показано ниже) указывают на тесную генетическую связь двух интрузивных комплексов и,

следовательно, наиболее вероятно считать возраст формирования меланократовых пород раннепермским.

Из диабазовых даек был проанализирован образец GK 982-15. Возраст плато составил $264,8 \pm 3,3 - 266,9 \pm 1,6$ млн. лет, что соответствует поздней перми.

Табл. 3.1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования образцов из Громадненско-Вургувеемского офиолитового комплекса.

Образец	Измеренные минеральные фазы	Интегральный возраст (млн. лет)	Возраст плато (млн. лет)	Изохронный возраст (млн. лет)	Комментарий
<i>перидотит - габбровый (Громадненский) комплекс</i>					
GK-983-4 Амфиболизированный габбро-норит	Вторичный амфибол	$312,8 \pm 15,6$	$312,2 \pm 11,6$	$320,3 \pm 11,1$	Университет г. Фербенкс (Аляска)
GK 11-2 Амфиболизированный верлит	Валовый состав	$292,7 \pm 7,8 - 201 \pm 4,7$	Не рассчитан	Не рассчитан	Университет г. Фербенкс (Аляска)
<i>дайкавый комплекс</i>					
GK 982-15 м.з. диабаз (р. Крутой)	Валовый состав	$244,5 \pm 2,5 - 259,6 \pm 1,5$	$264,8 \pm 3,3 - 266,9 \pm 1,6$	Не рассчитан	Университет г. Фербенкс (Аляска)

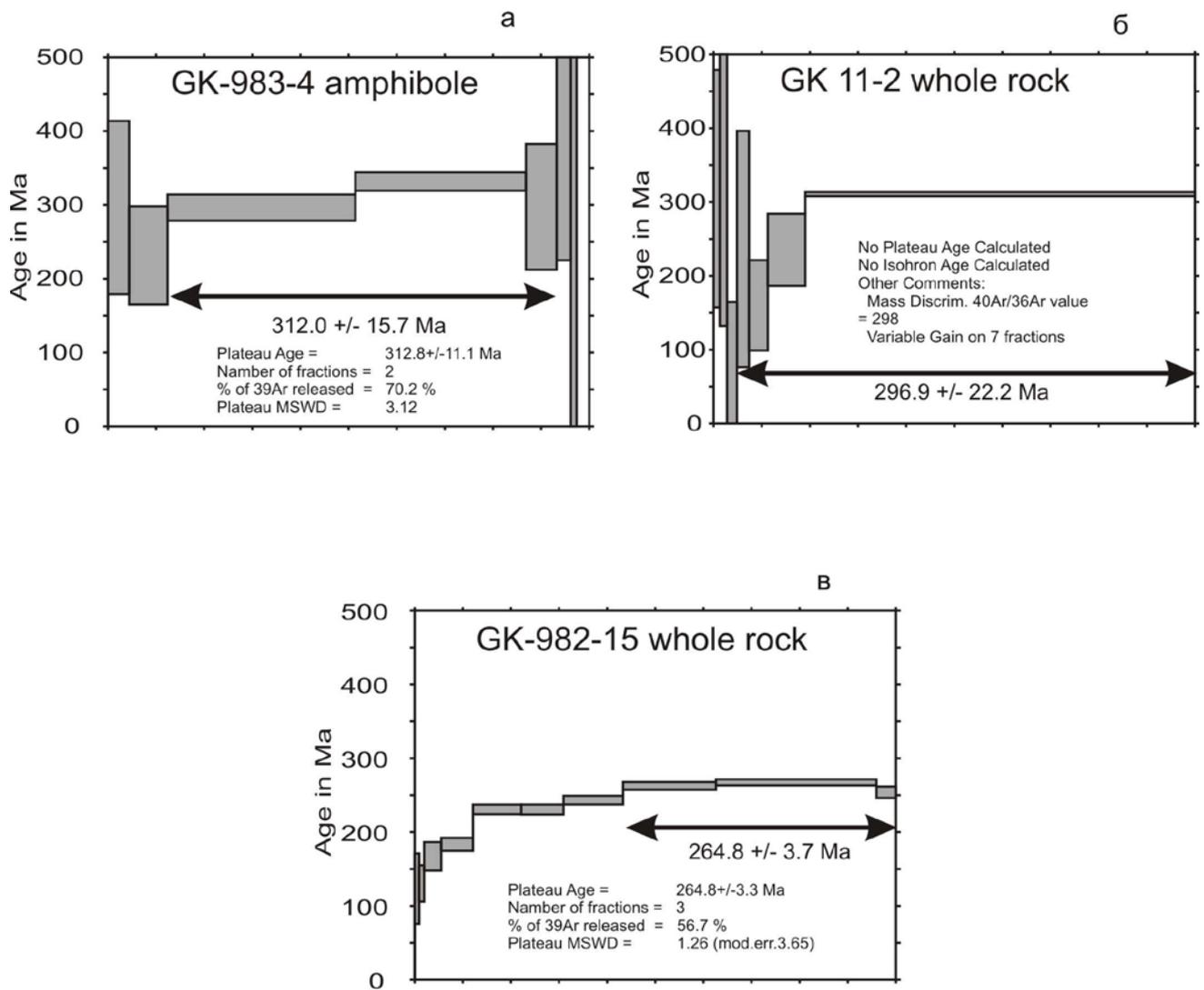


Рис. 3.4. Возрастные спектры ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) для образцов из Громадненско-Вургувеемского офиолитового комплекса.
 (а) - амфиболитизированный габбро-норит, (б) - амфиболитизированный верлит,
 (в) - диабаз.

3.2. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

3.2.1. Плутонический (ультрабазит-габбровый) комплекс

Петрографические особенности пород

Фотографии микроструктур пород представлены на рис. 3.5.

Плагиоклаз-содержащие дуниты, верлиты, оливиновые габбро, троктолиты - связаны между собой постепенными переходами, как в масштабе отдельных геологических тел, так и в масштабе шлифа

Плагиоклаз-содержащие дуниты. (Gk-1A, Gk 2-2). Породы состоят из полностью серпентинизированных зерен оливина 95-100% и небольшого количества (3-5%) интерстиционного сосюритизированного плагиоклаза. Реликты первичных минералов практически отсутствуют. Структура пород крупнозернистая, гипидиоморфная, с элементами петельчатой.

Оливиновые габбро, троктолиты (Gk4-1, Gk 6-1, Gk 3-2, , Gk12-4) (рис.4 а)

Содержание оливина колеблется в пределах 50-80 %, клинопироксена 35-0 %, плагиоклаза 15-20 %. Оливин представлен свежими идиоморфными, частично серпентинизированными зернами (0,5-2 мм.). Клинопироксен и плагиоклаз образуют выделения неправильной формы, заполняющие интерстиции между крупными зернами оливина. Зерна клинопироксена практически не изменены. Плагиоклаз полностью замещен сосюритовым агрегатом. Породы имеют крупнозернистую, гипидиоморфную с элементами аллотриоморфной структуру.

Амфиболизированные верлиты (Gk 11-2, Gk 11-3). Породы состоят из крупных зерен клинопироксена по которым развиты псевдоморфозы амфибола (2-3 мм) – 70%. Эти зерна содержат пойкилитовые включения более мелких зерен оливина (0,5-1 мм) – 30%. Структура породы крупнозернистая, гипидиоморфная, пойкилитовая (рис. 3.4 б)

Габбро-нориты

Наиболее распространенным типом являются крупнозернистые габбро-нориты состоящие из плагиоклаза (50-70 %), клинопироксена (10-20 %), ортопироксена (10-20 %) и рудного минерала (5-10 %) (рис. 3.4 в). Плагиоклаз представлен свежими плохо сортированными зернами разнообразных форм и размеров. Зерна величиной 1-3 мм. идиоморфны, имеют удлиненные и изометричные таблитчатые формы. Зерна размером менее 1 мм. ксеноморфны. Клино- и орто- пироксены образуют зерна различного размера в пределах одного образца от 0,3 до 4 мм. Как правило, зерна пироксенов резко ксеноморфны относительно плагиоклаза, в отдельных случаях наблюдается относительный идиоморфизм крупных более 3мм. зерен клинопироксена, которые приобретают призматическую форму и имеют изъеденные неровные края. Зерна ортопироксена более чем на 50 %

серпентинизированны. Клинопироксен в различной степени замещен амфиболом: присутствуют как абсолютно свежие зерна, так и полностью амфиболизированные с образованием псевдоморфоз. Рудный минерал образует

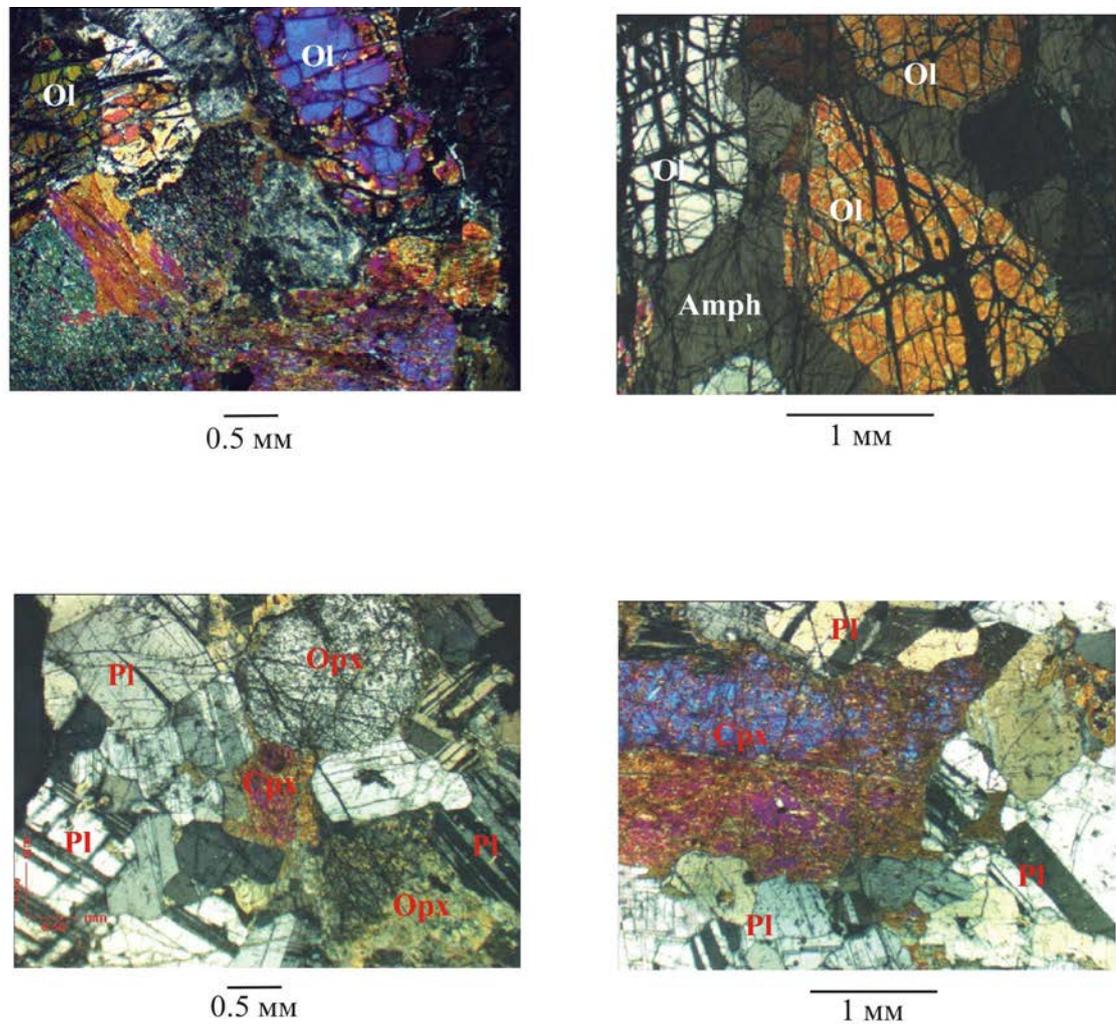


Рис. 3.5. Фотографии структур интрузивных пород Громадненско-Вургувеевского массива.

а – троктолит, б – амфиболизированный верлит, в – габбро-норит, г – габбро-анортозит. Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Amph – амфибол, Cpx – клинопироксен, Орх – ортопироксен.

ксеноморфные интерстициальные выделения величиной от 0,3 до 1,5 мм. В случаях, когда количество рудной фазы достигает 8-10 % в образцах появляется сидеронитовая структура (обр. GK 10-1, 6-5, 8-1). В некоторых случаях (обр. GK 3-4) рудный минерал и оба пироксена образуют аллотриоморфные агрегаты приуроченные к интерстициям между зернами плагиоклаза с характерными мирмекитовыми срастаниями ортопироксена и рудного минерала.

Особо следует выделить безрудные *лейкокраповые габбро-нориты* (габбро-анортозиты) (обр. GK 7-2), для которых характерно высокое содержание плагиоклаза - 80-90%, клинопироксена – 10-15 % и ортопироксена -5 % (рис. 3.4 г).

Катаклазированные амфиболизированные габбро-нориты (GK 4-2, 4-3) представляют собой разновидность, характеризующуюся порфировидной структурой, в которой порфиробласты плагиоклаза размером 0,5-1 мм. окружены агрегатом мелких зерен (0,1-0,5 мм) с микрогаббровой структурой. Агрегаты состоят из свежих необласт плагиоклаза, свежих зерен ортопироксена, сильно амфиболизированных зерен клинопироксена и изометричных зерен рудного минерала.

Химический состав минералов

Оливин (табл.3.2). Присутствует только в породах второй группы. Составы оливинов из изученных пород характеризуются умеренными значениями магнезиальности ($Mg\# = 100Mg / (Mg + Fe^*)$), которая составляет 85 – 81,42 для плагиоклазсодержащих дунитов и троктолитов, и 75,6 – 79,6 в верлитах и оливиновом габбро. Колебания величины NiO составляет 0,11- 0,2 мас. %). Содержания хрома выходят за пределы чувствительности анализа. Содержания кальция крайне низки ($CaO = 0,01 – 0,08$ мас. %). По приведенным показателям оливины из описываемых пород не могут рассматриваться как оливины мантийных перидотитов.

Ортопироксен (табл.3.2). Состав минерала был изучен в двух образцах габбро-норитов первой группы, где он обнаруживает умеренные колебания состава – $En_{60-69} Fs_{27-36} Wo_0$, при колебании величины магнезиальности ($Mg\# = 62,7 – 71,7$). Для ортопироксена характерны низкие значения содержания хрома, глинозема и натрия ($Cr_2O_3 = 0-0,14$ мас. %, $Al_2O_3 = 0,9 – 1,4$ мас. %, $Na_2O = 0 – 0,06$)

Плагиоклаз (табл.3.2). Состав минерала был изучен в габбро-норитах первой группы. Для минерала характерны высокие содержания кальция ($An = 78,6 – 90,5$).

Амфибол (табл. 3.2). В габбро-норитах первой группы представлен вторичным актинолитом, замещающим клинопироксен. В породах второй группы образует псевдоморфозы по клинопироксену в амфиболизированных верлитах. Характеризуется высокими содержаниями глинозема ($Al_2O_3 = 12,83 – 13,67$ мас. %), кальция ($CaO = 12,5$ мас. %) и умеренно высокими содержаниями титана ($TiO_2 = 0,85 - 1,02$ мас. %) и натрия ($Na_2O = 2,25 – 2,35$). Относится по составу к паргаситу (Leake, 1978).

Клинопироксены (табл. 3.3) из изученных габброидов относятся к авгитам. Они обнаруживают ограниченные вариации состава ($En_{39-46}, Wo_{34-44}, Fs_{1-17}$). При этом наименьшее содержание ферросилитового минерала обнаруживают клинопироксены из

Табл. 3.2. Содержание петрогенных окислов (мас. %) в оливинах, ортопироксенах, амфиболах и плагиоклазах из интрузивных пород Громадненско-Вургувеевского массива.

ПП	1(4)	2 (4)	3 (3)	4 (5)	5(3)	6(2)	7 (2)	8(2)
Компо-	Gk 2-2	Gk 4-1			Gk 3-2	Gk 11-2		
нент	Ol	Ol			Ol	Ol		Amph
SiO ₂	40,08	40,14	39,30	39,98	38,97	39,17	38,89	44,91
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	1,45
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	1,02
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	12,83
FeO	14,12	17,52	17,10	16,34	22,46	20,07	19,53	8,01
MnO	0,23	0,24	0,33	0,27	0,37	0,40	0,28	0,08
MgO	44,91	43,09	43,11	43,13	39,09	39,79	41,03	16,56
CaO	0,02	0,04	0,04	0,01	0,05	0,33	0,04	12,15
NiO	0,14	0,11	0,16	0,14	0,09	0,01	0,21	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	2,25
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	0,39
Сумма	99,50	101,13	100,03	99,88	101,03	99,76	99,97	99,66
Mg#	85,00	81,42	81,79	82,47	75,62	77,94	78,92	74,15
En	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-
Fs	-	-	-	-	-	-	-	-
An	-	-	-	-	-	-	-	-
ПП	9(3)	10(2)	11 (2)	12 (2)	13 (2)	14 (2)	15 (2)	16 (2)
Компо-	Gk 11-3				Gk 12-1			
нент	Ol			Amph	Opx		Pl	
SiO ₂	39,54	38,44	38,74	38,59	53,34	52,59	46,70	46,63
TiO ₂	-	-	-	0,85	0,17	0,16	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,96	0,14	0,03	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	13,67	1,40	1,41	33,59	33,55
FeO	18,98	20,48	20,64	8,09	19,22	18,11	0,11	0,15
MnO	0,35	0,28	0,22	0,14	0,43	0,47	-	-
MgO	41,66	40,38	39,88	16,62	24,92	25,80	-	-
CaO	0,02	0,08	0,06	12,15	0,68	0,70	16,81	17,27
NiO	0,13	0,05	0,15	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	2,33	0,00	0,02	1,76	1,66
K ₂ O	-	-	-	0,46	-	-	0,03	0,04
Сумма	100,66	99,71	99,69	99,82	100,30	99,28	98,99	99,31
Mg#	79,64	77,85	77,49	77,90	69,79	71,74	-	-
En	-	-	-	-	67	69	-	-
Wo	-	-	-	-	0	0	-	-
Fs	-	-	-	-	29	27	-	-
An	-	-	-	-	-	-	84,10	85,20

Табл. 3.2 (окончание).

ПП	17(1)	18(2)	19(2)	20 (3)
Компо- нент	Gk 12-3		Gk 3-4	Gk 7-2
	Opх	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	53,85	44,93	44,92	45,23
TiO ₂	0,15	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,00	-	-	-
Al ₂ O ₃	0,96	34,75	35,13	34,26
FeO	22,52	0,12	0,11	0,28
MnO	0,79	-	-	-
MgO	21,27	-	-	-
CaO	0,70	18,53	18,45	18,75
NiO	-	-	-	-
Na ₂ O	0,06	1,07	1,05	1,08
K ₂ O	-	0,01	0,02	0,05
Сумма	100,30	99,41	99,68	99,65
Mg#	62,73	-	-	-
En	60	-	-	-
Wo	0	-	-	-
Fs	36	-	-	-
An	-	90,56	90,67	90,55

Примечание. В скобках указано количество измеренных точек.
Типы пород см. в табл. 3.4.

троктолита (Fs₁₋₇) (обр. Gk 4-1), для остальных пород диапазон колебаний содержания ферросилитового минала составляет (Fs₁₀₋₁₇).

В клинопироксенах из изученных образцов магнезиальность ($Mg\# = 100Mg / (Mg + Fe^*)$) составляет 87,94 – 82,9 – для троктолитов и оливинового габбро (вторая группа пород), и 79,5 – 70,75 – для большинства габбро-норитов (первая группа пород). В одном из образцов этой группы (GK 7-1) магнезиальность клинопироксена колеблется в пределах 82,47 – 80,96, т. е. приближается к магнезиальности клинопироксена из оливин-содержащих габбро. На диаграммах зависимости составов клинопироксенов от составов содержащих их пород (рис. 3.6) наблюдаются линейные корреляции: прямая - для зависимости Mg# (порода) – Mg# (клинопироксен); и обратная – для зависимости TiO₂ (порода) – Mg#(клинопироксен).

В изученных клинопироксенах наблюдаются значительные вариации содержания хрома (Cr₂O₃ = 0-0,53 мас. %), и более умеренные марганца (MnO = 0,15-0,35 мас. %). Величина глиноземистости колеблется в пределах Al₂O₃ (3,33-1,37 мас %). Клинопироксен в изученных габбро характеризуются низкими и слабо варьирующими содержаниями TiO₂. Полный диапазон колебаний титанистости в клинопироксенах, с учетом редких крайних значений составляет 0,13 – 0,41 мас.%, средние колебания укладываются в интервал 0,24 – 0,34 мас. %. Как видно из диаграммы, приведенной на (рис. 3.6 а), в координатах Mg# - TiO₂ изученные клинопироксены образуют два поля составов, характеризующихся прямой и обратной

корреляцией этих параметров. Поле I объединяет пироксены, в которых наблюдается рост титанистости с уменьшением магнезиальности, что соответствует процессу кристаллизационной дифференциации. Минералы, попадающие в поле II, характеризуются обратной закономерностью – в них по мере увеличения магнезиальности увеличивается количество титана. Аналогичная закономерность наблюдается в

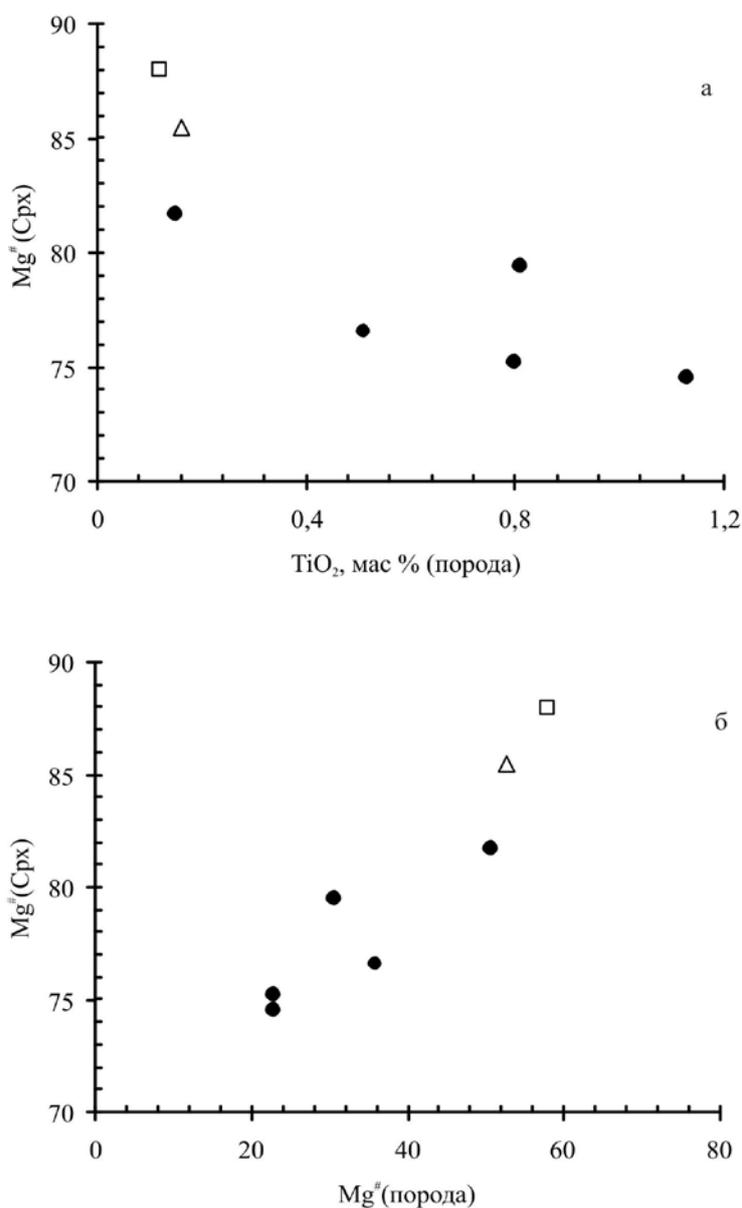


Рис. 3.6. Диаграммы зависимости магнезиальности (Mg#) клинопироксена от содержания TiO₂ (мас. %) в породе (а) и магнезиальности породы (б). Условные обозначения см. рис. 3.8.

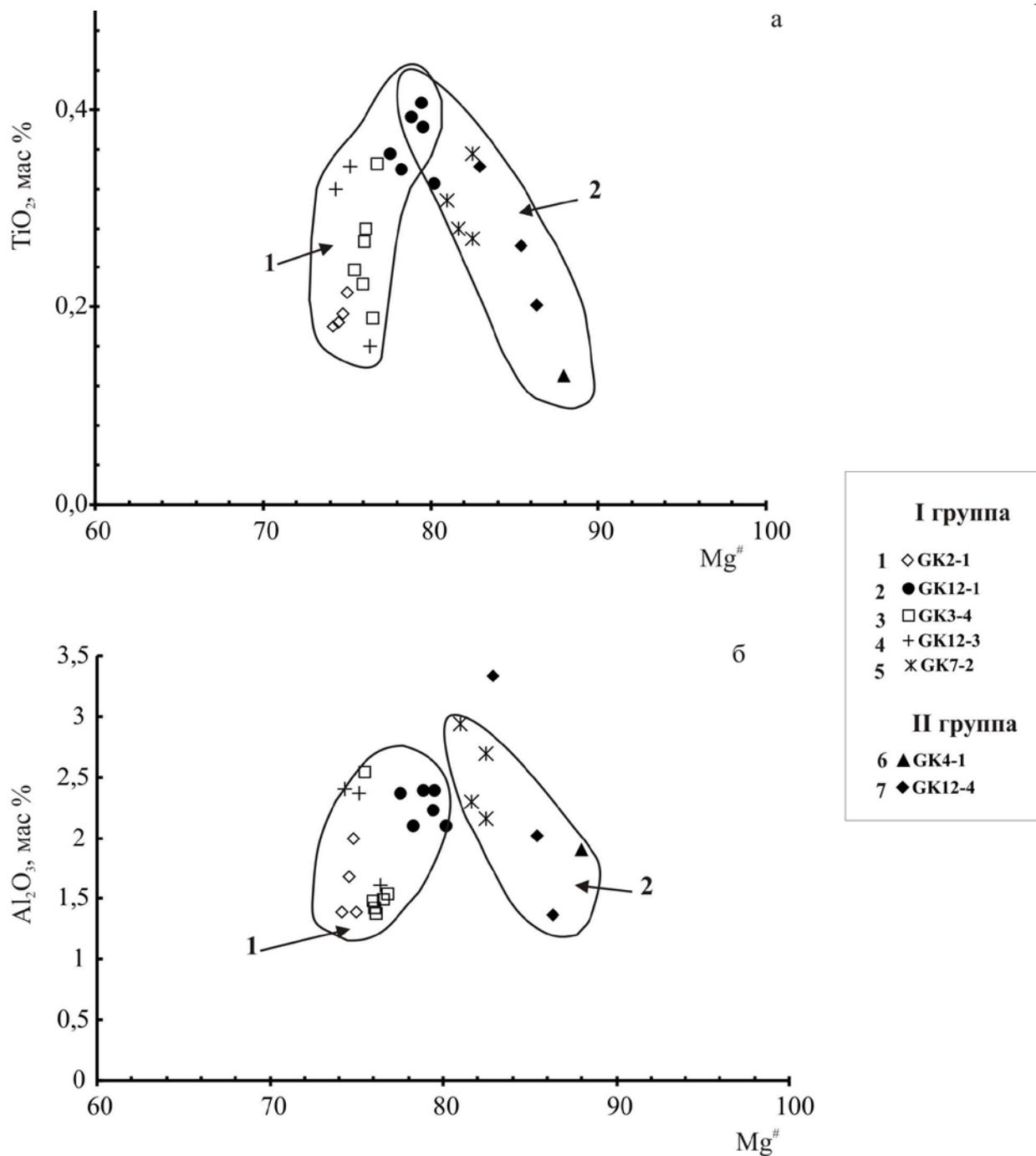


Рис. 3.7. Диаграммы зависимости содержаний TiO_2 (а) и Al_2O_3 (б) (мас. %) от магнезиальности для клинопироксена из интрузивных пород Громадненско-Вургувеевского массива.

I группа: 1- 4 – габбро-нориты, 5 – габбро-анартозит; II группа: 6 – троктолит, 7 – оливниновое габбро. Сплошными линиями оконтурены составы с прямой (1) и обратной (2) корреляцией.

Табл. 3.3. Содержания петрогенных окислов (мас.%) в клинопироксенах из интрузивных пород Громаднинско-Вургувеевского массива.

Компо- нент	GK 3-4						GK 12-1		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	53,63	51,92	52,38	52,40	52,79	51,66	51,52	52,23	51,61
TiO ₂	0,22	0,27	0,28	0,35	0,19	0,24	0,34	0,32	0,41
Cr ₂ O ₃	0,13	0,35	0,06	0,05	0,10	0,04	0,03	0,11	0,08
Al ₂ O ₃	1,48	1,43	1,37	1,54	1,49	2,55	2,10	2,10	2,23
FeO	7,97	8,20	8,20	7,64	7,87	8,25	7,72	6,73	7,22
MnO	0,27	0,24	0,20	0,22	0,26	0,25	0,22	0,20	0,25
MgO	14,15	14,62	14,67	14,20	14,41	14,24	15,59	15,29	15,67
CaO	22,33	22,64	22,49	22,87	22,95	22,38	21,60	21,91	21,67
Na ₂ O	0,31	0,31	0,32	0,37	0,26	0,36	0,33	0,31	0,37
Сумма	100,50	99,96	99,97	99,64	100,31	99,95	99,45	99,19	99,50
Si	1,97	1,96	1,93	1,94	1,95	1,95	2,01	1,96	1,94
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al	0,04	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	0,09
Fe*	0,09	0,25	0,25	0,25	0,24	0,24	0,03	0,23	0,21
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,92	0,80	0,81	0,81	0,79	0,79	0,90	0,81	0,85
Ca	0,96	0,88	0,90	0,89	0,91	0,91	0,94	0,87	0,87
Na	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
Mg#	75,99	76,07	76,12	76,83	76,55	75,47	78,25	80,19	79,45
En	39,7	40,1	40,3	39,4	39,9	39,5	42,8	42,8	43,0
Wo	42,9	42,7	42,6	43,6	43,3	40,4	39,2	40,6	39,3
Fs	12,6	12,6	12,7	11,9	12,2	12,8	11,9	10,6	11,1
Компо- нент	GK 12-1			GK 12-3			GK 2-1		
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	51,99	51,59	51,70	52,70	52,47	51,66	52,68	51,75	52,30
TiO ₂	0,38	0,39	0,36	0,34	0,16	0,32	0,21	0,18	0,19
Cr ₂ O ₃	0,12	0,12	0,10	0,07	0,00	0,02	0,03	0,55	0,01
Al ₂ O ₃	2,40	2,39	2,37	2,37	1,61	2,40	1,39	1,39	1,68
FeO	7,06	7,39	7,87	8,20	7,97	8,63	8,59	9,16	9,03
MnO	0,18	0,24	0,20	0,24	0,27	0,32	0,34	0,32	0,35
MgO	15,38	15,48	15,25	13,95	14,45	14,04	14,46	14,76	14,83
CaO	21,56	21,45	21,53	21,62	21,78	21,89	21,68	21,22	21,21
Na ₂ O	0,39	0,41	0,34	0,29	0,27	0,35	0,34	0,38	0,37
Сумма	99,46	99,46	99,72	99,78	98,98	99,63	99,72	99,70	99,96
Si	1,91	1,92	1,91	1,94	1,96	1,97	1,93	1,96	1,95
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10	0,07	0,11	0,06	0,07
Fe*	0,22	0,22	0,23	0,34	0,26	0,25	0,27	0,27	0,28
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,86	0,85	0,85	0,82	0,77	0,81	0,78	0,80	0,81
Ca	0,86	0,86	0,85	0,76	0,86	0,87	0,87	0,87	0,85
Na	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03
Mg#	79,51	78,88	77,56	75,18	76,36	74,35	75,01	74,17	74,53
En	42,8	42,7	42,2	39,9	40,8	39,3	40,2	40,6	40,9
Wo	39,2	38,8	38,9	40,2	41,6	40,0	41,5	40,3	39,7
Fs	11,0	11,4	12,2	13,2	12,6	13,6	13,4	14,1	14,0

Табл.3.3 (окончание)

Компонент	GK 2-1		Gk 7-2			GK 4-1	GK 12-4		
	19	24	25	26	27	20	21	22	23
SiO ₂	52,40	51,70	52,07	51,81	51,89	53,81	51,50	52,71	52,89
TiO ₂	0,19	0,36	0,27	0,28	0,31	0,13	0,35	0,26	0,20
Cr ₂ O ₃	0,01	0,27	0,19	0,24	0,22	0,09	0,43	0,14	0,07
Al ₂ O ₃	2,00	2,70	2,15	2,30	2,94	1,90	3,33	2,02	1,37
FeO	8,75	5,74	5,67	6,07	6,20	4,08	5,58	4,70	4,54
MnO	0,35	0,29	0,21	0,22	0,15	0,14	0,15	0,13	0,13
MgO	14,59	15,14	15,00	15,17	14,79	16,70	15,19	15,49	16,15
CaO	21,10	23,27	23,68	23,22	23,08	23,66	22,95	24,32	23,83
Na ₂ O	0,39	0,26	0,61	0,40	0,28	0,17	0,33	0,15	0,43
Сумма	99,78	99,73	99,85	99,70	99,86	100,68	99,81	99,92	99,62
Si	1,94	1,91	1,91	1,91	1,92	1,95	1,90	1,94	1,94
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Al	0,07	0,12	0,09	0,10	0,13	0,08	0,14	0,09	0,06
Fe*	0,28	0,18	0,17	0,19	0,19	0,12	0,17	0,14	0,14
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,82	0,83	0,82	0,83	0,81	0,90	0,83	0,85	0,88
Ca	0,84	0,92	0,93	0,92	0,91	0,92	0,90	0,96	0,94
Na	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03
Mg [#]	74,82	82,47	82,50	81,67	80,96	87,94	82,92	85,46	86,37
En	40,7	42,1	40,6	41,7	41,5	45,7	42,5	42,9	43,6
Wo	39,3	41,6	43,7	42,2	41,0	43,1	40,0	44,5	44,9
Fs	13,7	9,0	8,6	9,4	9,8	6,3	8,8	7,3	6,9

Примечание: каждый анализ представляет собой среднее значение из двух измерений по профилю край - центр. Типы пород см. в табл. 3.4.

поведении взаимосвязи глинозема и Mg[#]. Составы клинопироксенов распадаются на два поля (рис. 3.6б), в одном из которых содержания глинозема увеличиваются при уменьшении Mg[#], а в другом увеличиваются прямо пропорционально.

Петрохимическая и геохимическая характеристика пород

Петрохимическая характеристика. Данные анализов петрогенных и редких элементов приведены в таблице 3.4. Общими свойствами всех изученных пород являются высокая глиноземистость, низкие содержания - титана, низкая щелочность - Na₂O+K₂O (0,01 – 2,5 мас.%), а также низкие содержания марганца и фосфора.

Исследуемые породы обнаруживают систематическое различие по параметрам состава в координатах Mg[#] - SiO₂, Mg[#] - Al₂O₃, Mg[#] - CaO и Mg[#] - TiO₂ (Mg[#] = 100Mg/(Mg⁺+Fe*)), которое наглядно иллюстрирует рис. 3.8. На этом рисунке выделяются две группы составов, к одной из которых, относятся габбро-нориты, габбро, габбро-анортозиты, для которых значения

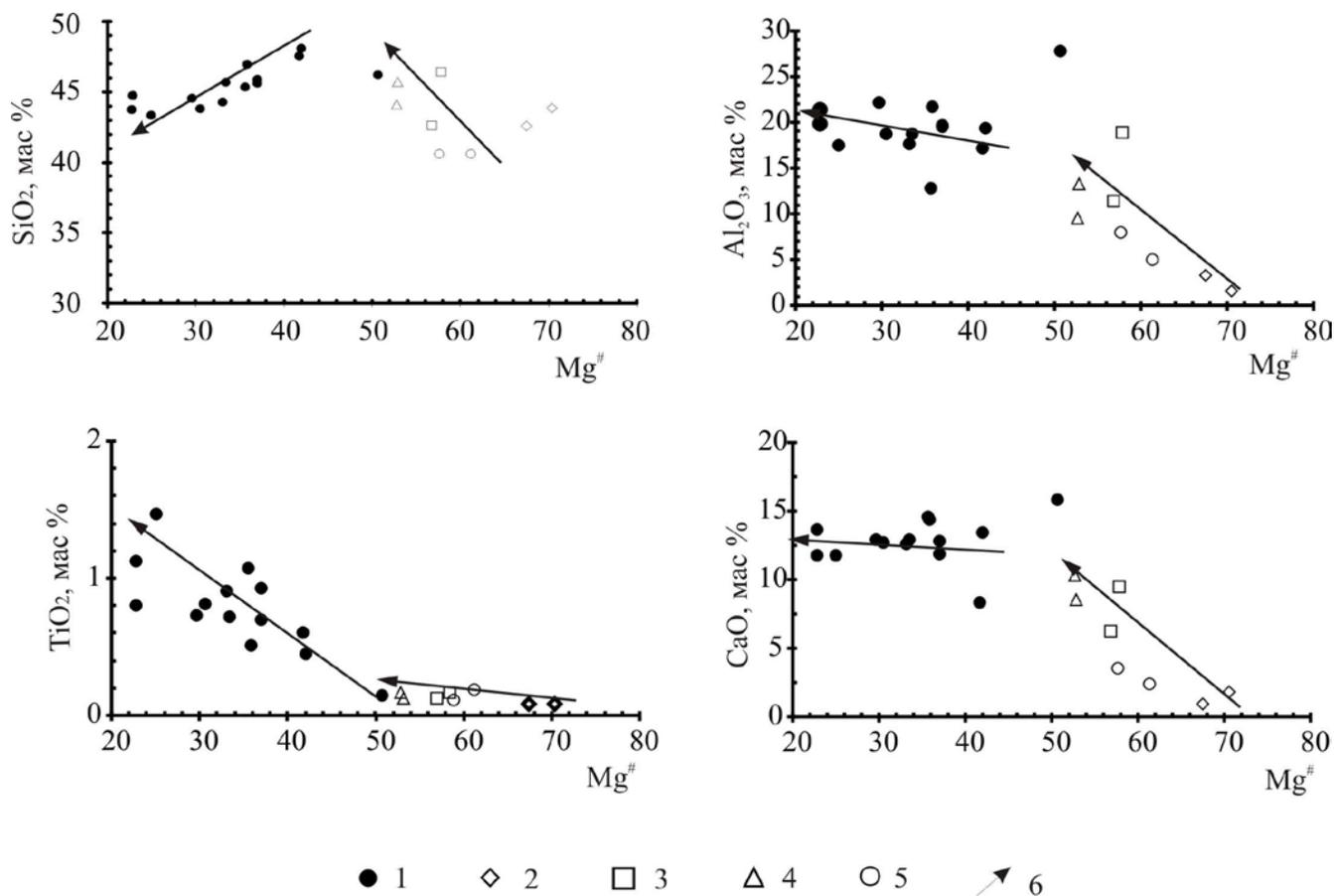


Рис. 3.8. Диаграммы зависимости содержаний SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, CaO (мас. %) от магнезиальности ($100\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^*)$) для интрузивных пород Громаднинско-Вургувеевского массива.

I группа: 1 – габбро-нориты, габбро-анортозиты; II группа: 2 – дуниты, 3 – троктолиты, 4 – оливниновое габбро, 5 – амфиболизированные верлиты, 6 – тренд эволюции пород.

Табл.3.4 Содержание петрогенных (мас %) и рассеянных (г/т) элементов в интрузивных породах
Громаденско-Вургувеевского массива.

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	GK6-5	GK12-1	GK12-3	GK10-1	GK12-2	GK2-5	GK2-1	GK6-7	GK6-6	GK8-1	GK3-4
SiO ₂	43,34	43,79	43,71	45,29	44,26	47,51	44,73	45,83	45,61	44,51	46,94
TiO ₂	1,52	0,83	0,81	1,11	0,96	0,61	1,15	0,73	0,97	0,75	0,52
Al ₂ O ₃	18,18	19,07	21,58	13,23	18,65	17,47	20,27	20,28	20,50	22,84	21,92
FeO	16,07	13,87	13,43	13,94	13,15	12,70	13,62	10,38	10,52	10,81	8,30
MnO	0,31	0,23	0,20	0,26	0,20	0,23	0,28	0,20	0,26	0,17	0,12
CaO	12,24	12,95	13,85	15,09	13,34	8,51	11,96	13,36	12,31	13,34	14,58
MgO	7,04	8,02	5,21	10,12	8,54	11,95	5,30	8,01	8,11	5,97	6,09
Na ₂ O	1,21	1,11	1,10	0,81	0,85	0,95	2,47	1,07	1,50	1,25	1,23
K ₂ O	0,05	0,08	0,05	0,15	0,04	0,06	0,16	0,12	0,19	0,31	0,24
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,05	0,02	0,01	0,01	0,07	0,03	0,03	0,05	0,05
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg#	25,01	30,58	22,79	35,59	33,09	41,73	22,86	37,00	36,98	29,59	35,85
Cr	50	120	37	95	103	245	19	132	155	88	225
Ni	43	32	21	44	70	66	20	54	57	57	50
V	420	423	638	565	510	347	419	357	360	405	295
Co	62	51	49	72	66	66	39	57	55	41	37
Cu	-	130	206	-	-	-	123	-	-	120	127
Zn	-	69	66	-	-	-	95	-	-	54	53
Cs	-	0,11	0,07	-	-	-	0,10	-	-	0,43	0,12
Rb	-	1,35	0,05	-	-	-	0,22	-	-	0,89	3,75
Ba	-	65,51	23,54	-	-	-	68,14	-	-	73,82	65,31
Th	-	0,13	0,02	-	-	-	0,02	-	-	0,01	0,07
U	-	0,02	0,01	-	-	-	0,02	-	-	0,01	0,06
Pb	-	0,83	2,07	-	-	-	2,69	-	-	0,53	0,89
Nb	-	0,91	0,20	-	-	-	0,17	-	-	0,10	0,19
Ta	-	0,05	0,02	-	-	-	0,02	-	-	0,01	0,02
Sr	-	376	411	-	-	-	436	-	-	458	327
P	-	222	221	-	-	-	311	-	-	225	221
Zr	-	4,27	4,56	-	-	-	7,12	-	-	1,88	8,34
Hf	-	0,18	0,17	-	-	-	0,31	-	-	0,08	0,31
Ti	-	4242	5032	-	-	-	6866	-	-	4416	2753
Y	-	5,68	4,22	-	-	-	5,79	-	-	2,22	7,29
La	-	1,76	0,82	-	-	-	1,16	-	-	0,24	1,02
Ce	-	3,61	2,06	-	-	-	2,89	-	-	0,63	2,61
Pr	-	0,46	0,28	-	-	-	0,38	-	-	0,10	0,39
Nd	-	2,11	1,36	-	-	-	1,86	-	-	0,55	2,02
Sm	-	0,64	0,49	-	-	-	0,60	-	-	0,21	0,72
Eu	-	0,37	0,31	-	-	-	0,42	-	-	0,21	0,30
Gd	-	0,77	0,64	-	-	-	0,81	-	-	0,32	0,90
Tb	-	0,14	0,12	-	-	-	0,15	-	-	0,06	0,16
Dy	-	0,97	0,87	-	-	-	1,08	-	-	0,43	1,12
Ho	-	0,21	0,19	-	-	-	0,25	-	-	0,09	0,26
Er	-	0,60	0,55	-	-	-	0,71	-	-	0,27	0,68
Tm	-	0,09	0,08	-	-	-	0,11	-	-	0,04	0,10
Yb	-	0,58	0,51	-	-	-	0,74	-	-	0,26	0,68
Lu	-	0,09	0,07	-	-	-	0,11	-	-	0,04	0,10

Табл. 3.4.(окончание)

Компо- ненты	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	GK7 -2	GK4-3	GK4-2	GK 1-a	GK 2-2	GK6- 1	GK 4-1	GK 3-2	GK12-4	GK11-2	GK11- 3
SiO ₂	46,17	48,08	45,65	43,82	42,60	42,58	46,39	45,72	44,14	40,60	40,58
TiO ₂	0,15	0,45	0,73	0,09	0,09	0,14	0,12	0,18	0,17	0,21	0,10
Al ₂ O ₃	28,56	19,61	19,05	1,75	3,69	12,18	19,65	13,80	10,19	5,54	8,29
FeO	3,14	8,67	12,10	13,00	14,05	13,79	8,47	12,62	13,83	16,39	16,79
MnO	0,07	0,19	0,24	0,09	0,25	0,23	0,16	0,25	0,22	0,37	0,26
CaO	16,25	13,55	13,13	0,10	0,60	6,65	9,86	8,79	11,00	2,58	3,70
MgO	4,24	8,24	7,98	40,68	38,27	23,91	15,26	18,60	20,28	34,03	30,01
Na ₂ O	1,30	1,05	1,01	0,45	0,39	0,40	0,06	0,03	0,12	0,21	0,18
K ₂ O	0,08	0,07	0,06	0,01	0,01	0,11	0,12	0,11	н.о.	0,04	0,03
P ₂ O ₅	0,04	0,08	0,05	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01	0,04	0,03	0,05
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg#	50,66	42,00	33,44	70,43	67,46	56,89	57,82	52,89	52,75	61,26	57,65
Cr	185	191	150	4180	3622	260	521	353	643	1000	2265
Ni	54	59	37	850	791	300	405	206	179	590	731
V	6,76	22,3	27,19	43	35	67	45	35	8,2	85	47
Co	18	60	42	155	146	125	76	93	92	165	128
Cu	-	-	-	-	-	-	9	-	-	-	7
Zn	-	-	-	-	-	-	39	-	-	-	73
Cs	-	-	-	-	-	-	0,86	-	-	-	0,37
Rb	-	-	-	-	-	-	1,75	-	-	-	2,14
Ba	-	-	-	-	-	-	47,01	-	-	-	21,06
Th	-	-	-	-	-	-	0,06	-	-	-	0,09
U	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	-	0,02
Pb	-	-	-	-	-	-	0,55	-	-	-	2,44
Nb	-	-	-	-	-	-	0,10	-	-	-	0,07
Ta	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	0,01
Sr	-	-	-	-	-	-	290	-	-	-	88
P	-	-	-	-	-	-	91	-	-	-	229
Zr	-	-	-	-	-	-	3,75	-	-	-	1,77
Hf	-	-	-	-	-	-	0,13	-	-	-	0,05
Ti	-	-	-	-	-	-	433	-	-	-	278
Y	-	-	-	-	-	-	2,05	-	-	-	0,90
La	-	-	-	-	-	-	0,79	-	-	-	1,24
Ce	-	-	-	-	-	-	1,71	-	-	-	2,20
Pr	-	-	-	-	-	-	0,21	-	-	-	0,22
Nd	-	-	-	-	-	-	0,85	-	-	-	0,72
Sm	-	-	-	-	-	-	0,23	-	-	-	0,11
Eu	-	-	-	-	-	-	0,15	-	-	-	0,07
Gd	-	-	-	-	-	-	0,26	-	-	-	0,10
Tb	-	-	-	-	-	-	0,05	-	-	-	0,02
Dy	-	-	-	-	-	-	0,30	-	-	-	0,11
Ho	-	-	-	-	-	-	0,07	-	-	-	0,03
Er	-	-	-	-	-	-	0,20	-	-	-	0,08
Tm	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	-	0,01
Yb	-	-	-	-	-	-	0,21	-	-	-	0,11
Lu	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	-	0,02

Примечание к табл. 3.4. Данные анализов пересчитаны на сухой остаток. I группа: 1 – 10 - рудные габбро-нориты; 11 – габбро-норит; 12 – габбро-анортозит; 13, 14 - катаклазированные габбро-нориты. II группа: 15, 16 - серпентиниты (плагиоклазовые дуниты); 17, 18 - троктолиты; 19, 20 - оливиновое габбро; 21, 22 - амфиболизированные верлиты. FeO – общее железо; прочерк: содержание элемента не определялось.

магнезиальности составляют 48,75 – 27,94 мас. %, за исключением единственного образца габбро-анартозита Gk 7-2, в котором $Mg\# = 57,42$ мас.%. Вторую группу образуют породы, содержащие оливин ($Mg\# = 75,78 - 59,45$).

Оливинсодержащие породы являются наиболее магнезиальными и располагаются в основании петрохимических трендов. С падением магнезиальности от дунитов и амфиболизированных верлитов к троктолитам и оливиновым габбро наблюдается рост кремнекислотности - SiO_2 (37,09 - 44,56 мас. %), незначительное увеличение титанистости – TiO_2 (0,08 – 0,2 мас. %), и сильное накопление Al_2O_3 - от 1,55 мас. % в дунитах до 7,9 мас. % и 18,8 мас. % в роговообманковых перидотитах и троктолитах, соответственно. Вариации содержания CaO в изученных породах (0,09 – 10,28 мас. %) характеризуются положительной корреляцией с вариациями их глиноземистости.

Для группы габбро-норитов характерна тенденция к уменьшению кремнекислотности ($SiO_2 = 46,65 - 41,8$ мас. %) и возрастанию содержания TiO_2 (0,17 – 1,47 мас. %) на фоне уменьшения магнезиальности. В распределении глинозема наблюдаются широкие вариации: $Al_2O_3 = 12,80 - 27,89$ мас. %, однако, для большинства образцов эти колебания не значительны и укладываются в интервал 17,7 – 21,66 мас.%, не образуя выраженного тренда составов. Вариации кальция подчинены тем же закономерностям, что и таковые глинозема и составляют - $CaO = 8,36 - 15,87$ мас. %.

Геохимическая характеристика. Общей чертой всех изученных образцов является низкая суммарная концентрация РЗЭ ($La+Sm+Yb = 0,71 - 2,98$ г/т.) (табл. 3.4), которая увеличивается от амфиболизированного верлита к троктолитам и достигает максимума в габбро-норитах (рис. 3.9а). Однако наименьшие содержания РЗЭ наблюдаются в образце лейкократового габбро-норита GK8-1 ($La + Sm + Yb = 0,71$ г/т), что вероятнее всего, связано с незначительным количеством цветных минералов в этом образце, являющихся главными концентраторами РЗЭ. В нормализованных к хондриту спектрах содержаний РЗЭ наблюдается положительная аномалия европия ($Eu/Eu^{*3} = 1,5 - 4,7$), отражающая интенсивную аккумуляцию плагиоклаза. В области средних и тяжелых элементов спектры распределения РЗЭ для всех образцов имеют практически одинаковую конфигурацию ($(Sm/Yb)_{cn} = 0,9 - 1,2$), а в области легких лантаноидов между ними наблюдаются некоторые различия. В ряде образцов габбро-норитов (GK3 - 4, GK12-3, GK2-1) отношение легких РЗЭ к средним приближается к единице ($(La/Sm)_{cn} = 0,9 - 1,2$). Образец габбро GK8-1 деплетирован легкими элементами ($(La/Sm)_{cn} = 0,7$) а образцы троктолита GK4-1 и габбро-норита GK12-1, обогащены легкими РЗЭ относительно средних и тяжелых ($(La/Sm)_{cn} = 1,7-2$ соответственно).

³ $Eu^{*3} = (Sm * Gd)^{1/2}$

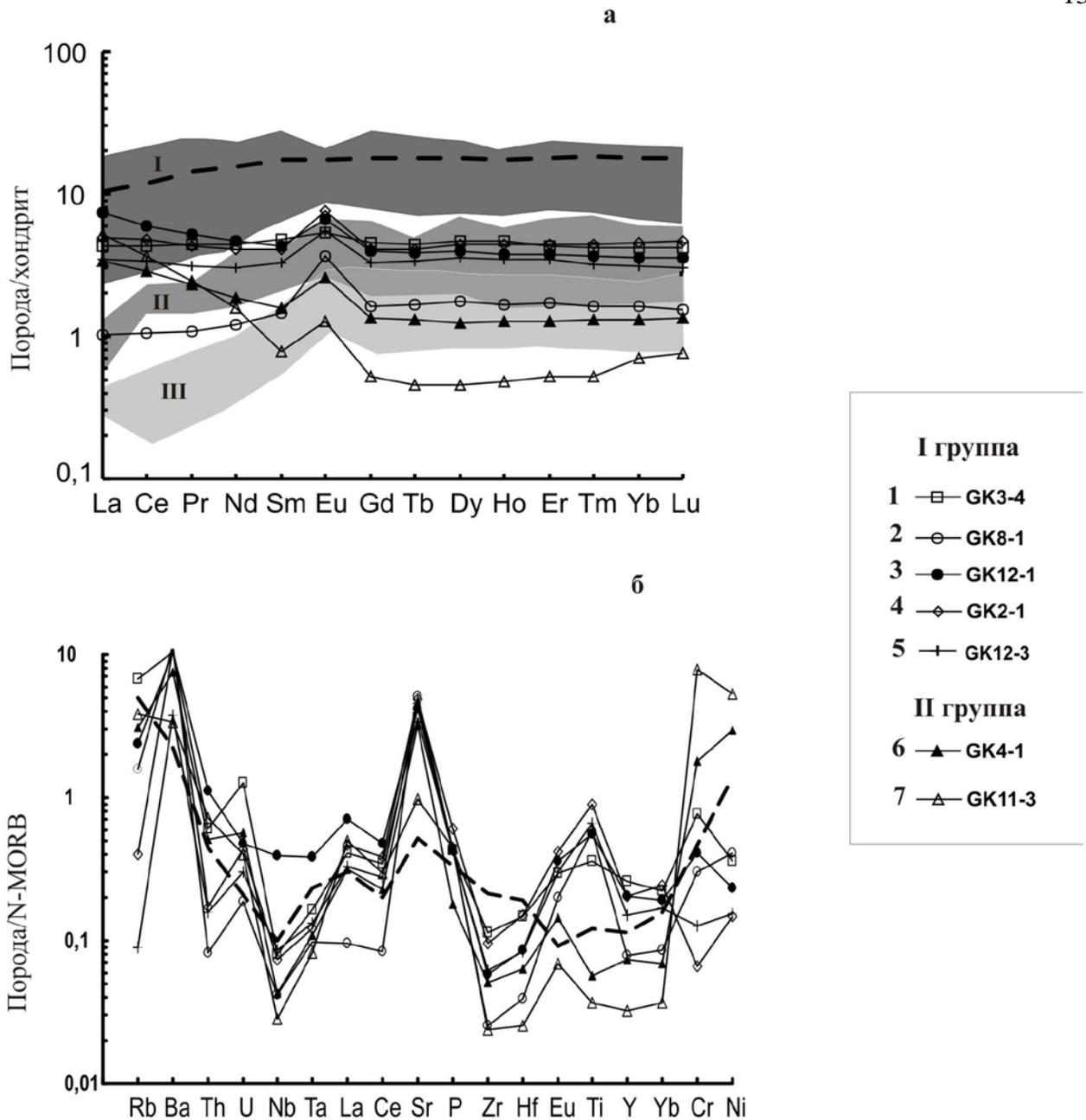


Рис. 3.9. Спектры распределения РЗЭ (А), нормированные по хондриту (Anders, Grevesse, 1989), (а) и элементов-примесей (б), нормированные по N-MORB (Sun, McDonough, 1989) (б), для интрузивных пород Громадненско-Вургувеевского массива. I группа: 1-5 – габбро-нориты; II группа: 6-троктолит, 7- амфиболизированный верлит. (а): I – габбро Восточно-Тихоокеанского поднятия (Pedersen et al. 1996); II – габбро Кемперсайского массива (Ферштаттер, 1996); III – габбро офиолитов Троодос (Kau, Senechal. 1976). Пунктирная линия - состав базальта N-MORB (Sun, McDough, 1989). (б): пунктирная линия – состав бонинита Идзу-Бонинских островов (Шараськин, 1992).

Наиболее обогащенным легкими РЗЭ является образец амфиболизированного верлита, в котором отношение $(La/Sm)_{sp} = 6,83$, что приводит к U – образной форме спектра распределения РЗЭ.

Для интрузивных пород Громаднинско-Вургувеевского массива характерны близкие особенности распределения элементов-примесей: обогащение крупноионными (LILE) и

значительное обеднение высокозарядными (HFSE) элементами (рис.3.9б). Незначительные отклонения в распределении отдельных элементов связаны, вероятно, с особенностями фракционирования минералов. Практически для всех спектров распределения элементов-примесей характерна положительная аномалия стронция, отражающая интенсивную аккумуляцию плагиоклаза. В образцах габбро и габбро-норитов наблюдается небольшая положительная аномалия Ti, не превышающая содержания этого элемента в базальтах N-MORB и связанная с относительно повышенным содержанием в породах титаномагнетита. В целом габброидам Громадненско-Вургувеевского массива свойственны содержания титана, близкие к таковым в оливиновых габбро САХ («габбро ранней стадии» - примитивные, наименее фракционированные габбро) по (Miyashiro, Shido, 1980)), но существенно более низкие, чем в «габбро поздней стадии» (Miyashiro, Shido, 1980). Для образцов второй группы пород характерны повышенные относительно N-MORB содержания Ni, что, вероятнее всего, контролируется вариациями модалного содержания оливина в изученных породах. Наиболее низкие концентрации отмечаются для Ta, Nb, Zr, Hf. В целом характер распределения элементов - примесей во всех изученных образцах, как первой, так и второй группы близок к бонинитовому типу (рис. 3.9б).

3.2.2. Дайковый комплекс

Петрохимическая и геохимическая характеристика пород

Для исследований были отобраны преимущественно дайки базальтов и мелкозернистых диабазов, а также образец андезита из Коральвеевского разреза (табл. 3.5)

Петрохимический анализ показывает, что в изученных дайковых комплексах наблюдаются существенные различия состава. Как следует из рис. 3.10 диабазовые дайки разделяются на две группы по содержанию магния. Для даек р.Коральвеев, а также части даек р.Крутой концентрации магния соответствуют ($MgO = 3,5 - 4,83$ мас %). Другая часть даек из бассейна р.Крутой характеризуется значительно более высокими концентрациями магния ($MgO = 8,5-10,2$ мас %) и вероятно близки к примитивным расплавам.

В составах обоих комплексов наблюдаются сопоставимые и умеренные содержания титана ($TiO_2 = 0,75 - 1,4$ мас %) - для коральвеевских даек, и ($TiO_2 = 0,7 - 1,5$ мас %) - для даек р. Крутой.

Табл. 3.5. Содержания петрогенных (масс %) и рассеянных элементов (г/т) в дайковых сериях Громадненско-Вургувеевского офиолитового массива.

Элементы	1	2	3	4	5	6	7
	С 2573/1	С 2572/9	С2572/2	С 2572/4	С 2573/4	С 2572/6	ГК 3-1
SiO ₂	68,22	57,8	53,06	50,18	51,58	52,5	48,08
TiO ₂	0,48	0,75	1,06	1,43	1,24	1,44	0,73
Al ₂ O ₃	12,85	15,53	15,64	15,67	15,32	15,09	16,07
Fe ₂ O ₃	1,85	3,2	4,15	3,8	4,79	5,19	6,27
FeO	2,87	4,96	6,32	7,47	7,26	5,57	4,16
MnO	0,15	0,19	0,2	0,24	0,21	0,24	0,16
CaO	2,44	4,62	5,63	6,75	4,26	6,86	10,79
MgO	2,58	3,47	4,32	4,42	4,83	3,68	8,63
Na ₂ O	1,22	1,61	5,11	4,76	4,8	4,13	1,88
K ₂ O	0,34	1,69	0,68	0,38	0,17	0,36	0,09
P ₂ O ₅	0,08	0,11	0,16	0,23	0,15	0,28	0,09
ППП	4,76	2,57	3,1	4,03	5,15	3,96	2,98
Сумма	99,78	99,5	99,43	99,36	99,76	99,3	99,93
Mg [#]	61,59	55,47	54,90	51,34	54,29	54,09	78,72
Cr	26	66	55	26	42	55	492
Ni	22	33	36	26	31	33	97
V	38	190	227	343	368	360	280
Co	5	25	26	28	33	29	46
Cu	28	-	-	58	137	-	-
Zn	70	-	-	87	94	-	-
Cs	0,34	-	-	0,49	0,28	-	-
Rb	5,91	-	-	4,83	2,03	-	1,00
Ba	110	-	-	137	108	-	86
Th	1,98	-	-	0,58	0,59	-	-
U	0,86	-	-	0,25	0,26	-	-
Pb	6,02	-	-	1,51	2,67	-	-
Nb	2,17	-	-	1,37	0,94	-	1,60
Ta	0,11	-	-	0,07	0,06	-	-
Sr	211	-	-	268	174	-	350
Zr	108	-	-	56	46	-	39
Hf	3,32	-	-	1,63	1,50	-	-
Ti	2420	-	-	7007	6293	-	-
Y	38	-	-	29	23	-	13
La	9,69	-	-	5,83	4,57	-	1,80
Ce	23,44	-	-	14,58	11,66	-	5,60
Pr	3,30	-	-	2,18	1,80	-	-
Nd	15,32	-	-	10,71	8,82	-	4,50
Sm	4,26	-	-	3,24	2,72	-	1,60
Eu	1,10	-	-	1,24	1,06	-	0,67
Gd	4,61	-	-	3,81	3,23	-	-
Tb	0,81	-	-	0,63	0,55	-	0,38
Dy	5,63	-	-	4,27	3,83	-	-
Ho	1,32	-	-	0,97	0,85	-	-
Er	3,68	-	-	2,61	2,34	-	-
Tm	0,57	-	-	0,38	0,34	-	-
Yb	3,80	-	-	2,54	2,30	-	1,40
Lu	0,58	-	-	0,38	0,34	-	0,21

Табл. 3.5. Окончание.

Элементы	8	9	10	11	12	13	14
	ГК 3-3	ГК 1-3	ГК 2-3	ГК 2-1	ГК2-13	ГК 1-6	ГК 4-4
SiO ₂	48,25	43,18	45,52	44,97	52,89	53,71	45,36
TiO ₂	0,71	1,09	1,18	1,16	1,45	1,19	1,22
Al ₂ O ₃	16,31	16,75	16,43	16,51	14,63	14,82	17,55
Fe ₂ O ₃	1,96	3,84	2,34	2,56	5,16	1,6	4,56
FeO	6,46	7,06	7,5	7,38	6,85	8,13	7,98
MnO	0,21	0,27	0,23	0,22	0,23	0,19	0,22
CaO	8,9	12,67	10,13	10,88	7,34	8,27	11,23
MgO	10,2	8,52	8,8	8,5	4,43	4,51	6,05
Na ₂ O	3,05	1,22	2,35	2,19	4,17	4,69	2,48
K ₂ O	0,12	0,34	0,49	0,47	0,4	0,64	0,16
P ₂ O ₅	0,1	0,08	0,19	0,2	0,25	0,22	0,17
ППП	3,1	4,76	4,37	4,74	1,75	1,83	2,6
Σумма	99,37	99,78	99,53	99,78	99,55	99,8	99,58
Mg [#]	73,79	68,27	67,66	67,22	53,57	49,70	57,48
Cr	312	267	200	19	-	48	8
Ni	76	147	84	20	-	34	26
V	197	247	215	419	-	265	364
Co	39	58	42	39	-	26	38
Cu	-	-	-	123	-	-	124
Zn	-	-	-	95	-	-	96
Cs	-	-	-	0,10	-	-	0,14
Rb	1,40	4,50	6,20	0,22	-	-	1,80
Ba	95	230	210	68	-	-	77
Th	-	-	-	0,02	-	-	0,04
U	-	-	-	0,02	-	-	0,03
Pb	-	-	-	2,69	-	-	1,29
Nb	1,40	1,80	4,50	0,17	-	-	0,79
Ta	-	-	-	0,02	-	-	0,03
Sr	320	410	590	436	-	-	379
Zr	36	53	81	7	-	-	6
Hf	-	-	-	0,31	-	-	0,22
Ti	-	-	-	-	-	-	6691
Y	13	26	21	6	-	-	24
La	1,50	1,80	5,10	1,16	-	-	3,83
Ce	4,50	5,60	12,00	2,89	-	-	10,02
Pr	-	-	-	0,38	-	-	1,60
Nd	3,80	5,50	9,30	1,86	-	-	8,20
Sm	1,50	2,10	2,80	0,61	-	-	2,73
Eu	0,59	0,95	1,00	0,42	-	-	1,11
Gd	-	-	-	0,81	-	-	3,32
Tb	0,27	0,62	0,58	0,15	-	-	0,57
Dy	-	-	-	1,08	-	-	3,88
Ho	-	-	-	0,25	-	-	0,88
Er	-	-	-	0,71	-	-	2,37
Tm	-	-	-	0,11	-	-	0,34
Yb	1,40	2,60	2,20	0,74	-	-	2,25
Lu	0,21	0,39	0,32	0,11	-	-	0,33

Примечания к таблице 3.5: 1-6 диабазовые дайки Руч. Коральвеем;
7-14 – диабазовые дайки руч. Крутой.

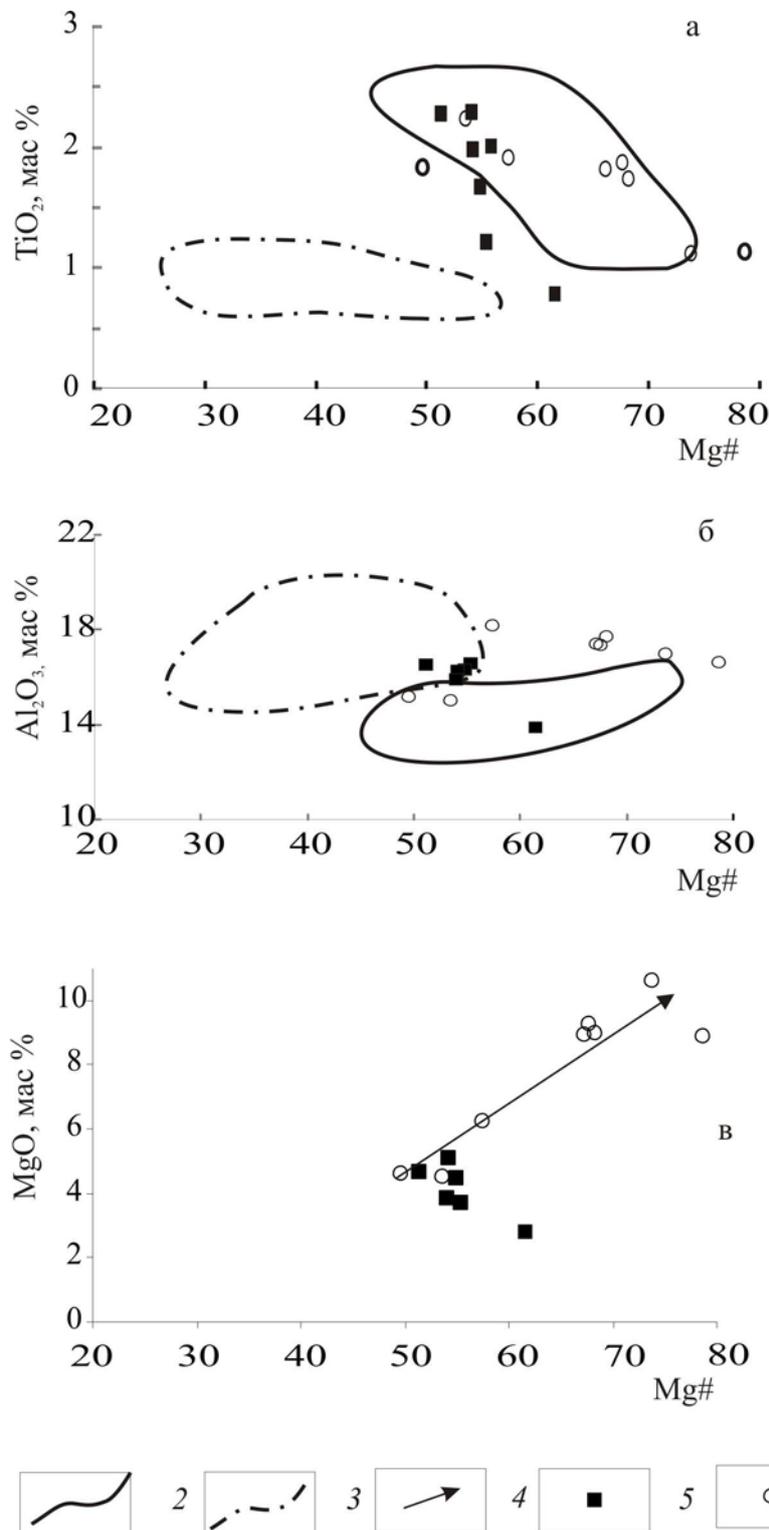


Рис. 3.10. Зависимости TiO_2 , Al_2O_3 , MgO (мас. %) от магнезиальности ($100\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) для пород дайковых серий Громадненско-Вургувеевского массива. Диаграммы построены для составов, пересчитанных на 100%. 1- поле базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (Сахно, Мартынов. 1987), 2- поле островодужных вулканитов Марианской дуги по (Woodhead 1989), 3- тренд фракционной кристаллизации, 4 – диабазы Коральвеевского комплекса, 5- диабазы бассейна руч. Крутой.

Как видно из диаграммы зависимости Mg\# - TiO_2 (рис. 3.10а) в Коральвеевских дайках увеличение количества титана происходит практически при постоянной магнезиальности. Эти же образцы на диаграмме в координатах Mg\# - MgO (рис. 3.10б) образуют тренд с обратной

корреляцией. Подобные соотношения не характерны для процесса фракционной кристаллизации и, могут быть связаны со смешением расплавов.

Анализ содержаний других элементов, также показывает, что составы образцов из даек руч Крутой разделяются на две группы, одна из которых близка к составам Коральвеевских даек, вместе с которыми образует диапазон концентраций глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15 - 15,7$ мас %), кальция ($\text{CaO} = 4,6 - 8,9$ мас %). Другая часть диабазов руч. Крутой характеризуется повышенными концентрациями глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,07 - 17,6$ мас %) и кальция ($\text{CaO} = 10,1 - 12,67$ мас %).

Распределение РЗЭ в дайках Коральвеевского разреза достаточно однородно (рис. 3.11). Во всех образцах наблюдается умеренные суммарные концентрации РЗЭ ($\text{La+Sm+Yb} = 9,6 - 11,6$ г/т.) – в диабазах, и ($\text{La+Sm+Yb} = 17,75$ г/т) – в образце андезита. Все образцы характеризуются обогащением ЛРЗЭ по отношению к средним и тяжелым: $(\text{La/Sm})_{\text{cn}} = 1.08 - 1,47$ и $(\text{La/Yb})_{\text{cn}} = 1,42 - 1,83$. На спайдеграммах нормированных на примитивную мантию (рис. 3.12а) распределение рассеянных элементов имеет ярко выраженный островодужный характер с обогащением крупноионными элементами (LILE) и Ta-Nb минимум. Составы образцов образуют параллельные спектры, совпадающие с полем островодужных толеитов Марианской островной дуги (рис. 3.12а). Аналогичный характер распределения мультиэлементов наблюдается в ряде образцов из бассейна р. Крутой. По этим параметрам они совпадают с Коральвеевскими диабазами, что иллюстрируется спайдеграммой на рис. 3.12б.

По характеру распределения РЗЭ диабазы из даек руч. Крутой образуют две группы. Одна из них имеет характер распределения РЗЭ близкий к Каральвеевским диабазам с общим уровнем содержаний ($\text{La+Sm+Yb} = 8,8 - 10,1$ г/т), и повышенными концентрациями ЛРЗЭ по отношению к средним и тяжелым: $(\text{La/Sm})_{\text{cn}} = 0,9 - 1,2$ и $(\text{La/Yb})_{\text{cn}} = 1,22 - 1,66$. Вторая группа образцов характеризуется низкими суммарными концентрациями РЗЭ ($\text{La+Sm+Yb} = 4,4 - 6,5$ г/т) и обеднением ЛРЗЭ и равномерным распределением средних и тяжелых РЗЭ $(\text{La/Sm})_{\text{cn}} = 0,55-0,73$, $(\text{La/Yb})_{\text{cn}} = 0,5 - 0,92$. Подобный характер распределения РЗЭ сближает форму спектров для этих образцов со спектром расплавов типа N-MORB (рис. 3.11б)

С целью более точного определения геодинамических условий образования дайковых серий Громадненско-Вургувеевского массива были выбраны элементы наиболее устойчивые к процессам вторичных изменений, такие как Ti, V, Ni, Cr, Y, Zr.

Анализ диаграмм с использованием этих элементов показал следующее.

На диаграмме зависимости Ni – Ti/Cr (рис. 3.13а) характер распределения титана, хрома и никеля для образцов из дайкового комплекса Коральвеевского разреза показывает, что все точки составов располагаются в поле умереннотитанистых островодужных серий, однако

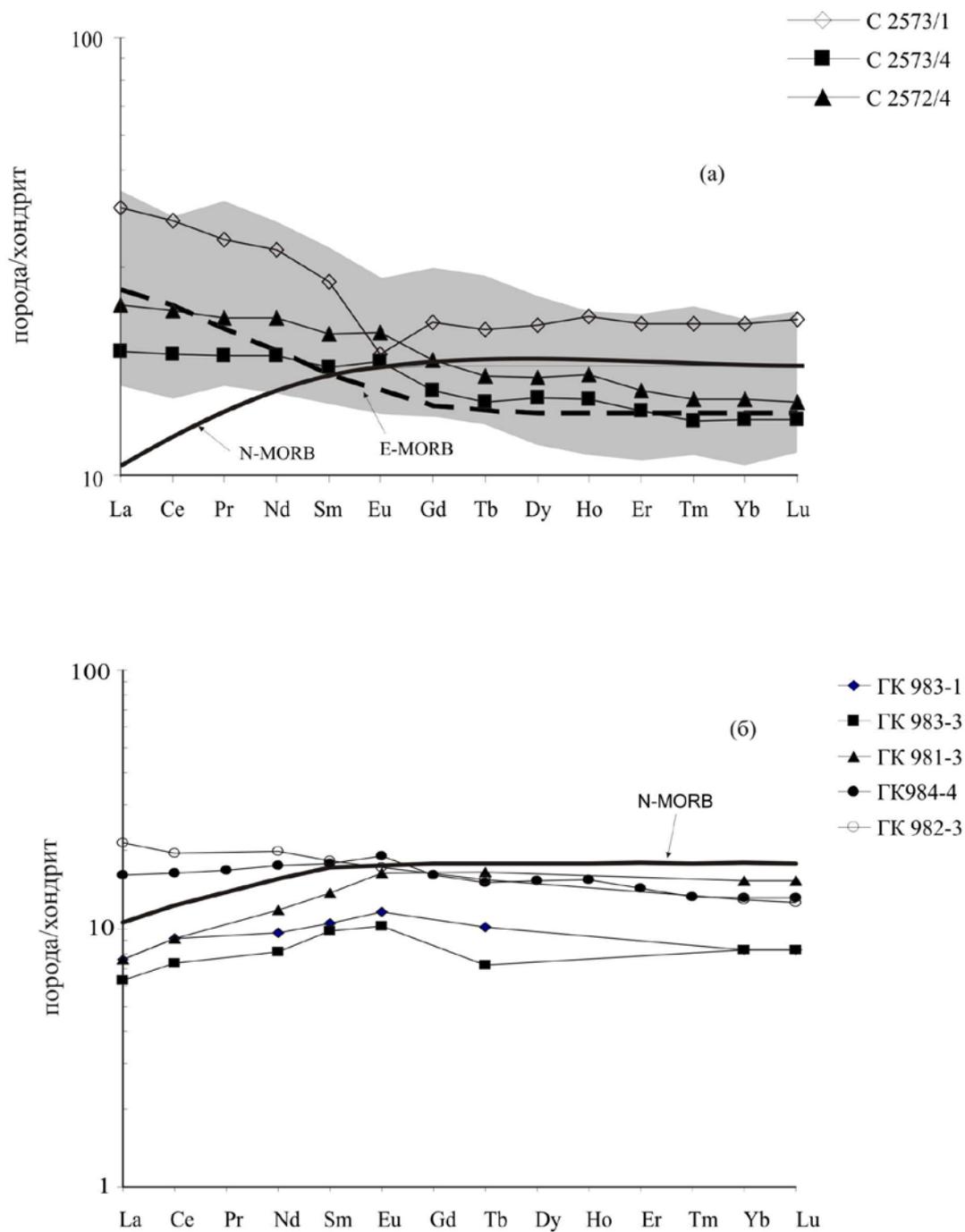


Рис. 3.11. Спектры распределения REE нормированные по хондриту (Anders, Grevesse. 1989) для диабазовых серий руч. Коральвеем (а), и руч. Кругой (б). Поле на рис (а) островодужные толеиты Марианской дуги по (Elliot. 1997). Толеиты N- и E-MORB по (Сахно, Мартынов.1987)

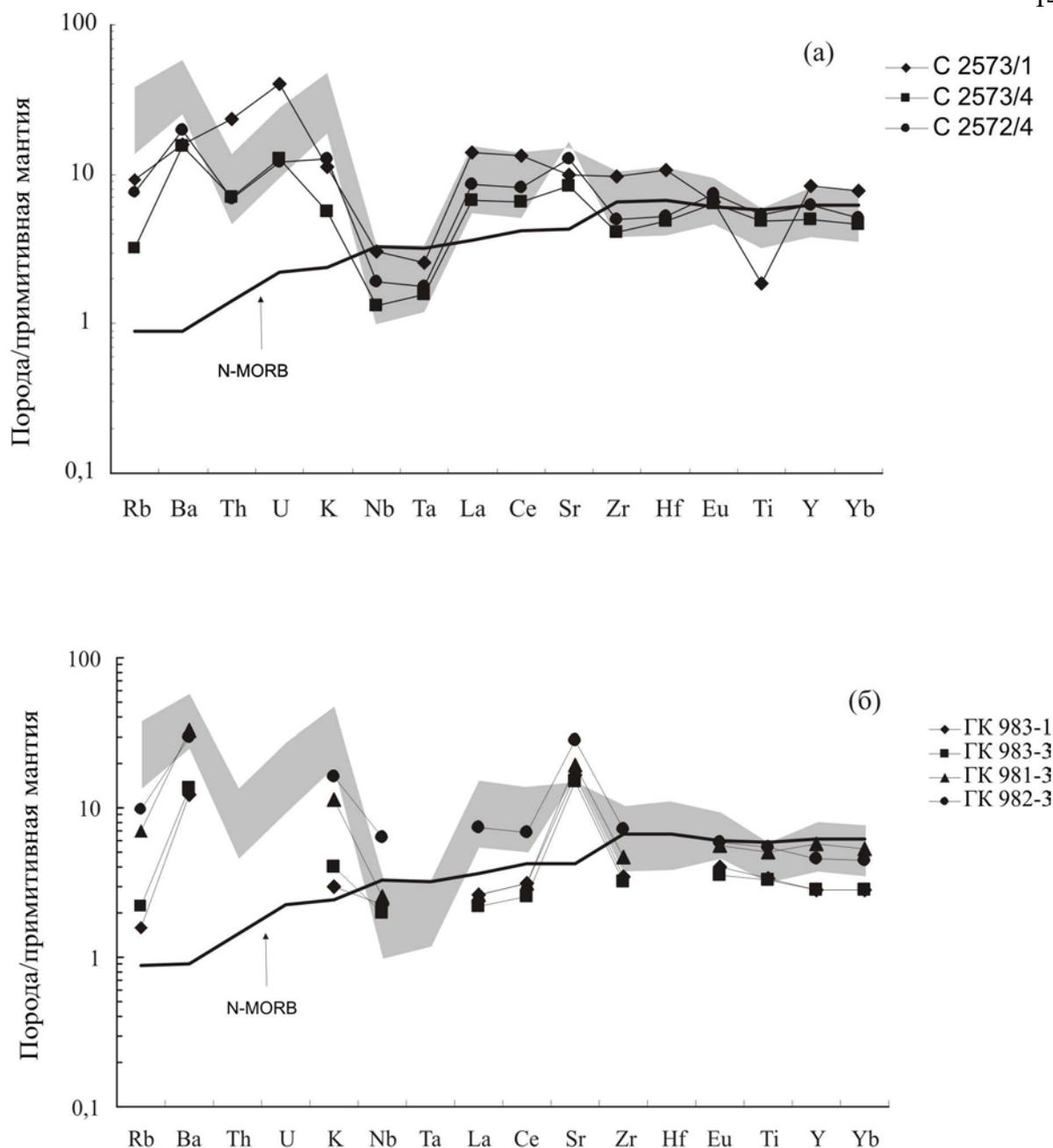


Рис. 3.12. Спайдерграммы элементов-примесей, нормированные к примитивной мантии по (Sun, McDonoug, 1989) для диабазовых серий руч. Коральвеем (а) и руч. Крутой (б). Поля на рисунках – вулканиты Марианской дуги по (Elliot, 1997). Спектр N-MORB по (Sun, McDonoug, 1989).

часть расположена вблизи с границей области океанических составов. Точки составов диабазов из руч. Крутой образуют две группы. Одна из них близка к составам коральвеемских даек, попадая как в поле умернотитанистых островодужных составов, так и в поле высокотитанистых океанических. Точки составов другой группы, с низкими содержаниями

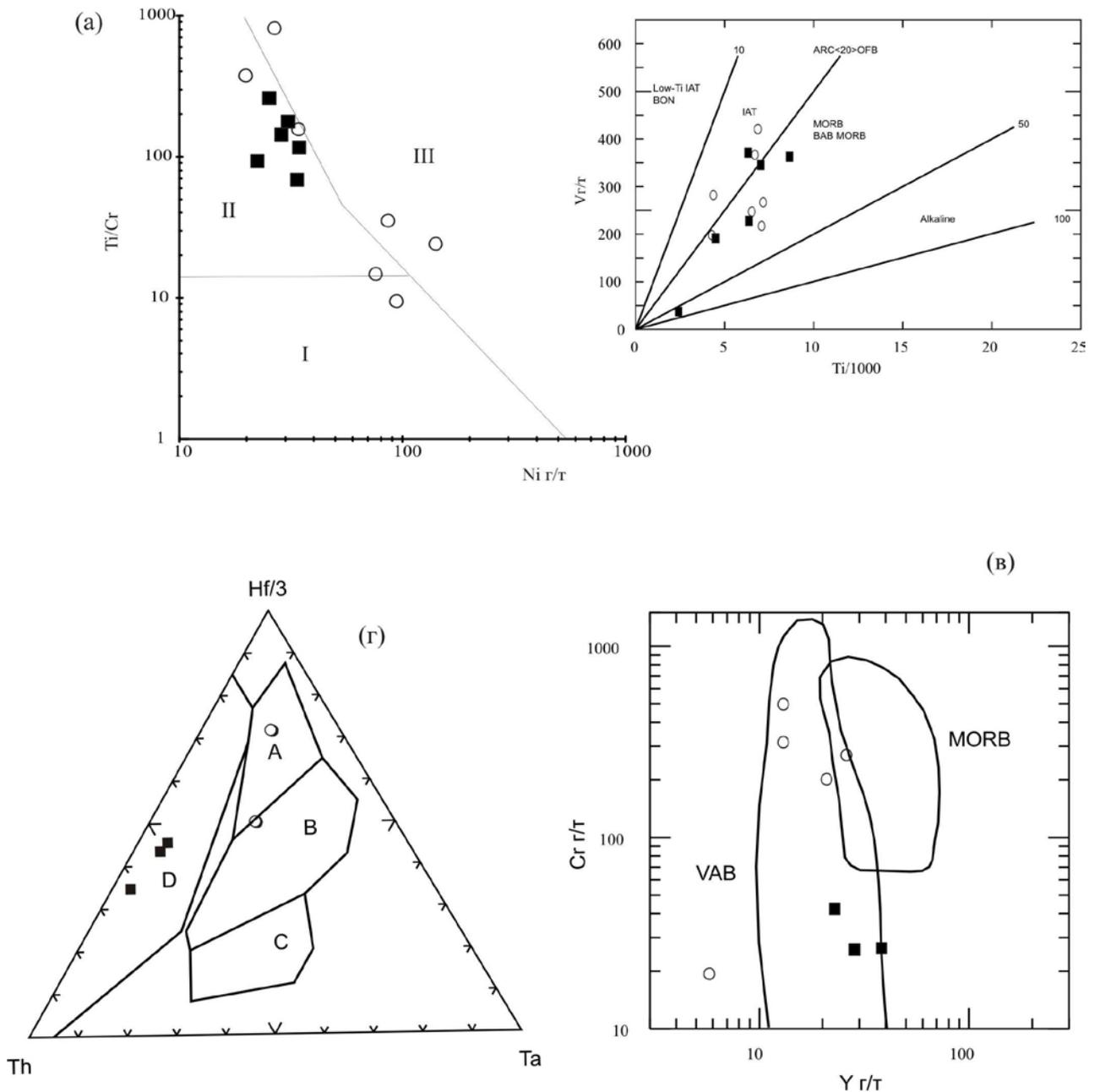


Рис.3.13. Дискриминантные диаграммы Ni(г/г) – Cr/Ti (А) по (Куренков и др. 2002), Ti/1000 – V (г/г) (Б) по (Shervasis, 1982), Y (г/г) – Cr (г/г) (В) по Pearce, 1982, Th-Hf/3-Ta (Г) по (Wood, 1980. Поля на (б) и (в): IAT – островодужные толеиты, BON - бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, BABB – базальты задуговых бассейнов, VAB – базальты вулканических дуг; на (г): А - базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB), В – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов (E-MORB), С – внутриплитные щелочные базальты, D – базальты вулканических дуг; на (а): I – умеренно титанистые толеитовые серии островных дуг, II – низкотитанистые (бонинитовые) серии островных дуг, III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, окраинных морей и т.п. Остальные усл. обозначения см. на рис. 3.10.

титана, попадают как в островодужные, так и в океанические области, вблизи линии их раздела.

На диаграмме зависимости $Ti/1000 - V$ (рис. 3.13б.) все изученные образцы из обоих комплексов группируются возле линии $Ti/V = 20$ попадая, таким образом, как в островодужные, так и в океанические области.

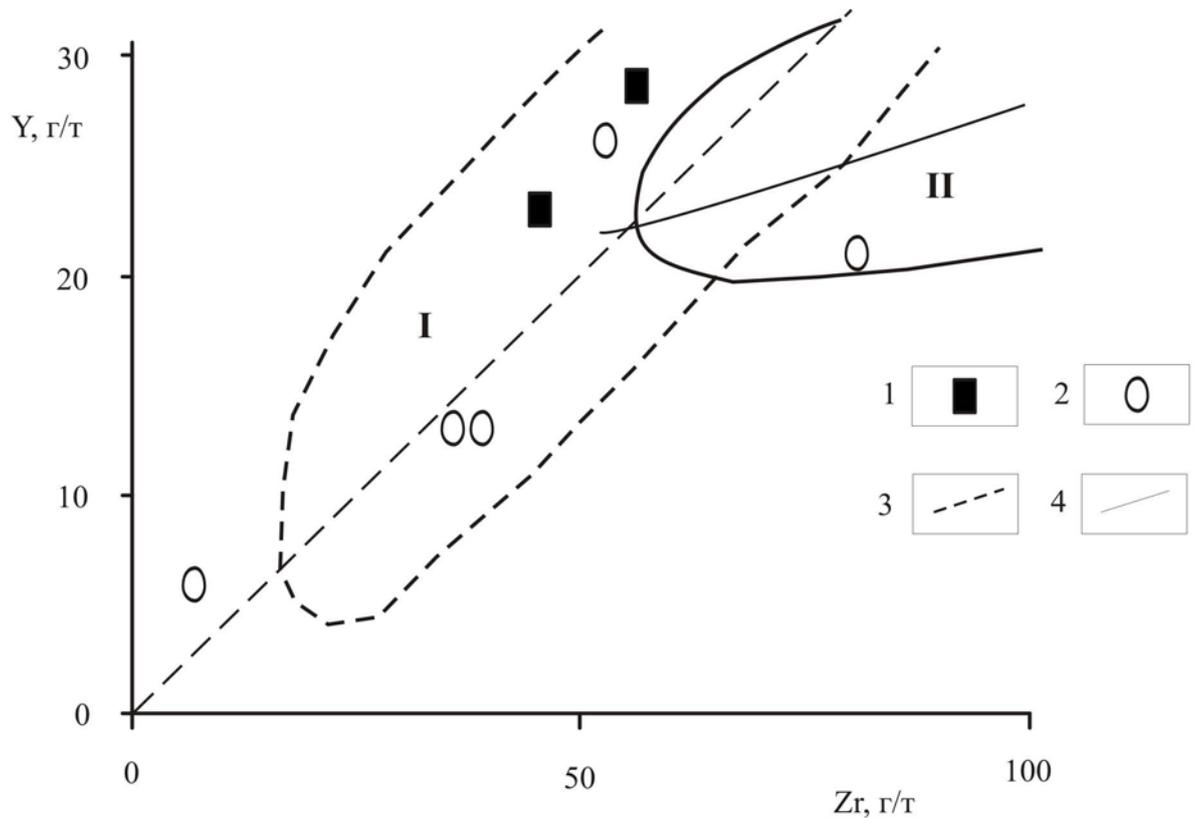


Рис. 3.14. Диаграмма Zr-Y по (Куренков и др. 2002) для составов диабазовых серий участков руч. Коральвеем и руч. Крутой.
1-диабазы руч.Коральвеем, 2- диабазы руч. Крутой. Линии отношений Zr-Y: 3-хондритах, 4- в базальтах Срединно-Атлантического хребта.
Поля: I- островные дуги западной части Тихого океана, II – Срединно-Атлантического хребта.

По соотношению Y и Cr (рис. 3.13в) составы Коральвеемских даек демонстрируют низкие концентрации хрома и полностью располагаются в поле островодужных составов. Дайки руч Крутой, значительно более хромистые, также ложатся в поле океанических составов. Однако часть из них занимает положение в области перекрытия океанического и островодужного полей.

На треугольной диаграмме Th - Hf/3 – Ta (рис. 3.13г) точки составов двух изученных комплексов четко разделяются. Составы Коральвеемских даек занимают островодужное поле. Составы даек руч. Крутой подают в поля океанических областей.

На диаграмме зависимости Zr – Y (рис. 3.14) все изученные образцы из обоих комплексов образуют тренд соответствующий хондритовому отношению и попадают в поле островодужных серий. Исключение составляет образец ГК 2-3 из комплекса руч. Крутой, в

котором наблюдаются повышенные концентрации Zr, и который попадает в поле базальтов СОХ.

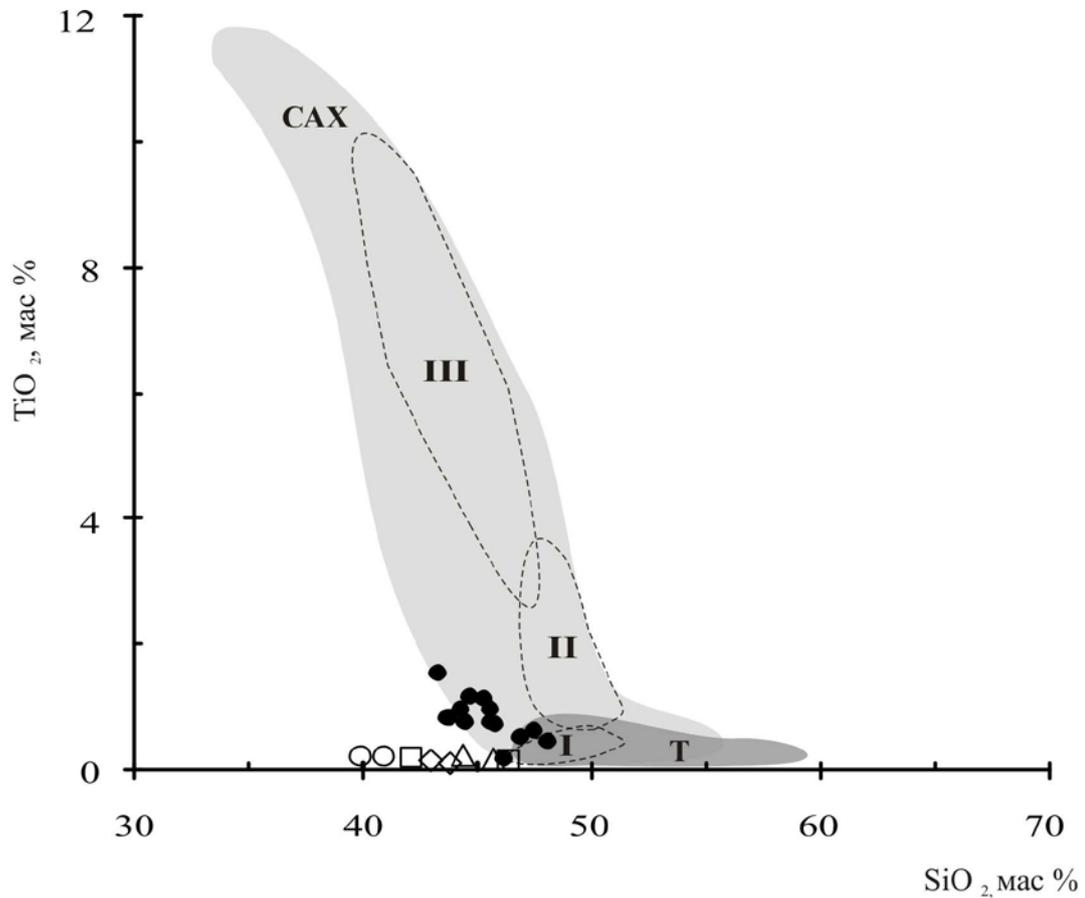


Рис. 3.15. Диаграмма зависимости содержания TiO_2 (мас.%) от SiO_2 (мас.%) для интрузивных пород Громадненско-Вургувеевского массива. САХ – габброиды Срединно-Атлантического хребта (Силантьев, 1998), Т – бонинитовые габброиды дуги Тонга (Sharaskin, et al. 1983). Пунктирной линией оконтурены поля составов габброидов I, II и III стадии Срединно-Атлантического хребта (Miyashiro, Shido, 1980); остальные условные обозначения см. рис. 3.7

3.3. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Приведенные выше данные по геохимии и минералогии пород, слагающих интрузивный комплекс Громадненско-Вургувеевского массива, позволяют разделить их на две петрографические группы. К первой относятся преимущественно габбро-нориты, ко второй – оливинсодержащие породы: плагиоклазсодержащие дуниты, амфиболизированные верлиты, троктолиты и оливиновые габбро. Анализ распределения петрогенных элементов показывает, что в обеих группах эволюция расплава сопровождалась накоплением титана, глинозема, кальция с падением магнезиальности (рис. 3.8). Одной из особенностей вещественного состава обеих выделенных групп является их низкая титанистость. При этом вторая группа пород (оливинсодержащих) менее титанистая по сравнению с первой. Как видно из диаграммы $\text{SiO}_2\text{--TiO}_2$ (рис. 3.15), составы габбро-норитов первой группы по содержанию титана близки к составу габбро ранней стадии (О1-габбро) САХ (Myiashiro, Shido, 1980), и частично соответствуют составам габбро второй стадии. При этом следует заметить, что в координатах $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$ наблюдается перекрытие полей составов бонинитовых габбро желоба Тонга с наименее дифференцированными габброидами САХ первой стадии и частично второй стадии. Составы оливинсодержащих пород второй группы характеризуются еще меньшими содержаниями титана, которые соответствуют величине этого параметра как в габброидах первой стадии (САХ), так и в бонинитовых габбро желоба Тонга. Таким образом, наименее титанистые составы габбро-норитов первой группы сопоставимы по этому параметру с породами второй группы и с бонинитовым габбро желоба Тонга. Наблюдаемые вариации и различия в содержании SiO_2 в бонинитовых габброидах желоба Тонга, габброидах САХ и Громадненско-Вургувеевского массива, очевидно, отражают степень дифференцированности сопоставляемых пород. Важно отметить, что среди пород Громадненско-Вургувеевского массива отсутствуют разновидности, характеризующиеся значительным ростом концентраций TiO_2 по мере дифференциации пород, как это свойственно габброидам САХ (рис. 3.15).

Отмеченные особенности изученных пород хорошо согласуются с данными по интрузивным сериям офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа (САЗ) (Злобин, Закариадзе, 1993). Офиолиты этой зоны были сформированы в надсубдукционной обстановке, о чем свидетельствуют выделяемые в их составе низкотитанистый плутонический комплекс, соответствующий интрузивным производным бонинитовых расплавов, а также плутонический комплекс с более высокими содержаниями титана, соответствующий интрузивным производным островодужных толеитовых расплавов. Таким образом, наиболее яркой петрохимической чертой габброидов Громадненско-Вургувеевского массива является

их низкая титанистость, что позволяет уверенно относить их к надсубдукционной магматической ассоциации.

Этот вывод подтверждается при рассмотрении параметров состава пород Громадненско-Вургувеевского массива в координатах $Al_2O_3 - TiO_2$ и $Mg\# - Al_2O_3$ (рис. 3.16 а, б). На этих диаграммах видно, что габбро-нориты первой группы частично попадают в поле бонинитового габбро дуги Тонга, а оливинсодержащие породы второй группы полностью располагаются в пределах этого поля. При этом в описываемых породах, как внутри выделенных групп, так и между группами, изменение состава происходит согласно бонинитовому тренду, направление которого отличается от тренда габброидов САХ (рис. 3.16).

Изученные габброиды характеризуются низким суммарным содержанием РЗЭ и слабой степенью фракционирования в области средних и тяжелых элементов, что сближает эти породы с интрузивными комплексами офиолитов, сформированными в надсубдукционной обстановке. Напротив, океанические габброиды отличаются более высоким уровнем накопления РЗЭ (рис. 3.9а). Примечательно, что в габброидах Громадненско-Вургувеевского массива наблюдаются определенные закономерности в распределении ЛРЗЭ. Во-первых, габбро-нориты первой группы в координатах $TiO_2 - (La/Sm)_n$ (рис. 3.17) занимают промежуточное положение между полями бонинитового и островодужного толеитового габбро дуги Тонга, при этом частично попадают в поле толеитовых габбро и отличаются от них меньшей титанистостью (рис. 3.17). Породам этой группы свойственны как повышенные значения $(La/Sm)_{cn} = 1,74$ (близкие к наименьшим значениям этого параметра в оливинсодержащих породах второй группы $(La/Sm)_{cn} = 2,12$), так и пониженные - $(La/Sm)_{cn} = 0,74$ (соответствующие таковым в плутонических частях офиолитов, в формировании которых принимали участие надсубдукционные толеитовые расплавы, обедненные ЛРЗЭ (рис. 3.9а).

Во-вторых, оливинсодержащие породы второй группы обнаруживают существенно более высокие отношения $(La/Sm)_{cn} = 2,12 - 6,83$, по сравнению с габбро-норитами первой группы $(La/Sm)_{cn} = 0,7 - 1,74$, и по этому параметру сопоставимы с бонинитовыми габбро желоба Тонга (рис. 3.17). При этом самое высокое значение отношения $(La/Sm)_{cn} = 6,83$ установлено для образца амфиболизированного верлита. Точка состава этого образца находится за пределами бонинитового поля, но лежит на его продолжении в области малых концентраций титана (рис. 3.17). Установленные вариации в содержаниях ЛРЗЭ при общем низком уровне накопления РЗЭ характерны для надсубдукционных комплексов, в частности для бонинитовых серий (Кепижинская, 1991; Злобин, Закариадзе, 1993).

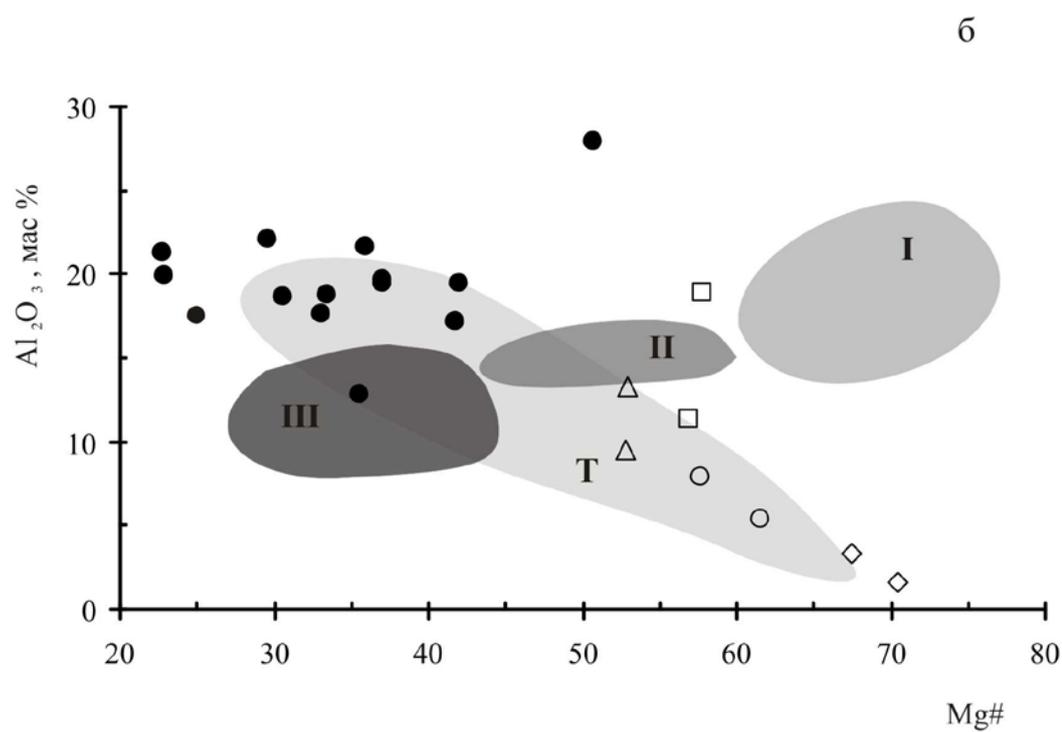
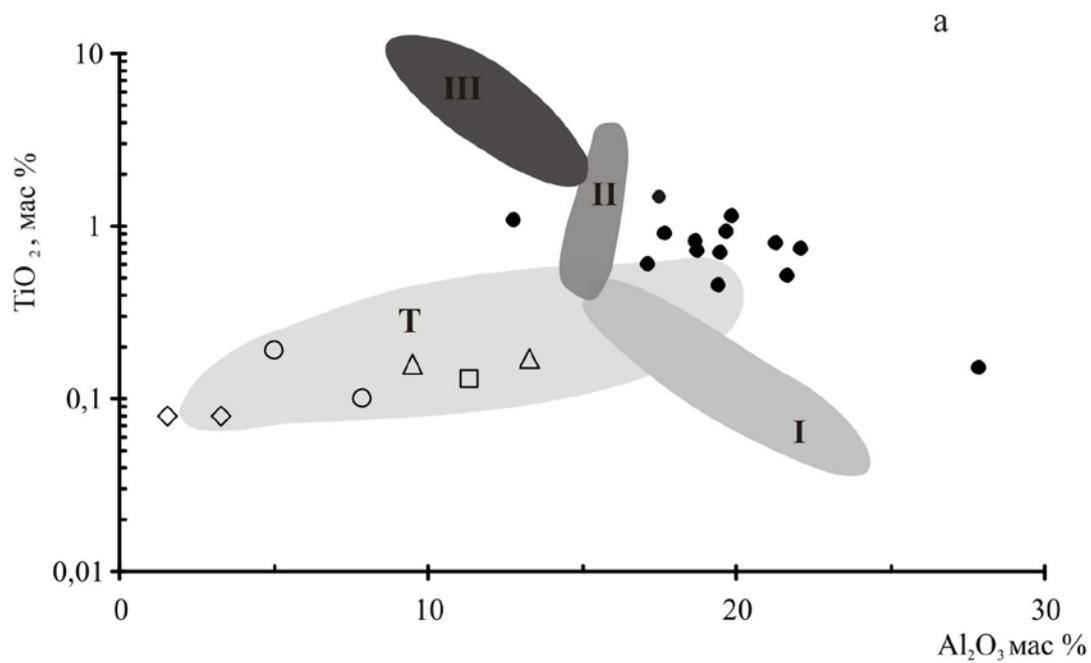


Рис. 3.16. Диаграммы зависимостей: TiO₂ - Al₂O₃ (а) и Al₂O₃ - Mg# (б) для интрузивных пород Громадненско-Вургувеевского массива. Условные обозначения см. рис. 3.7 и 3.14.

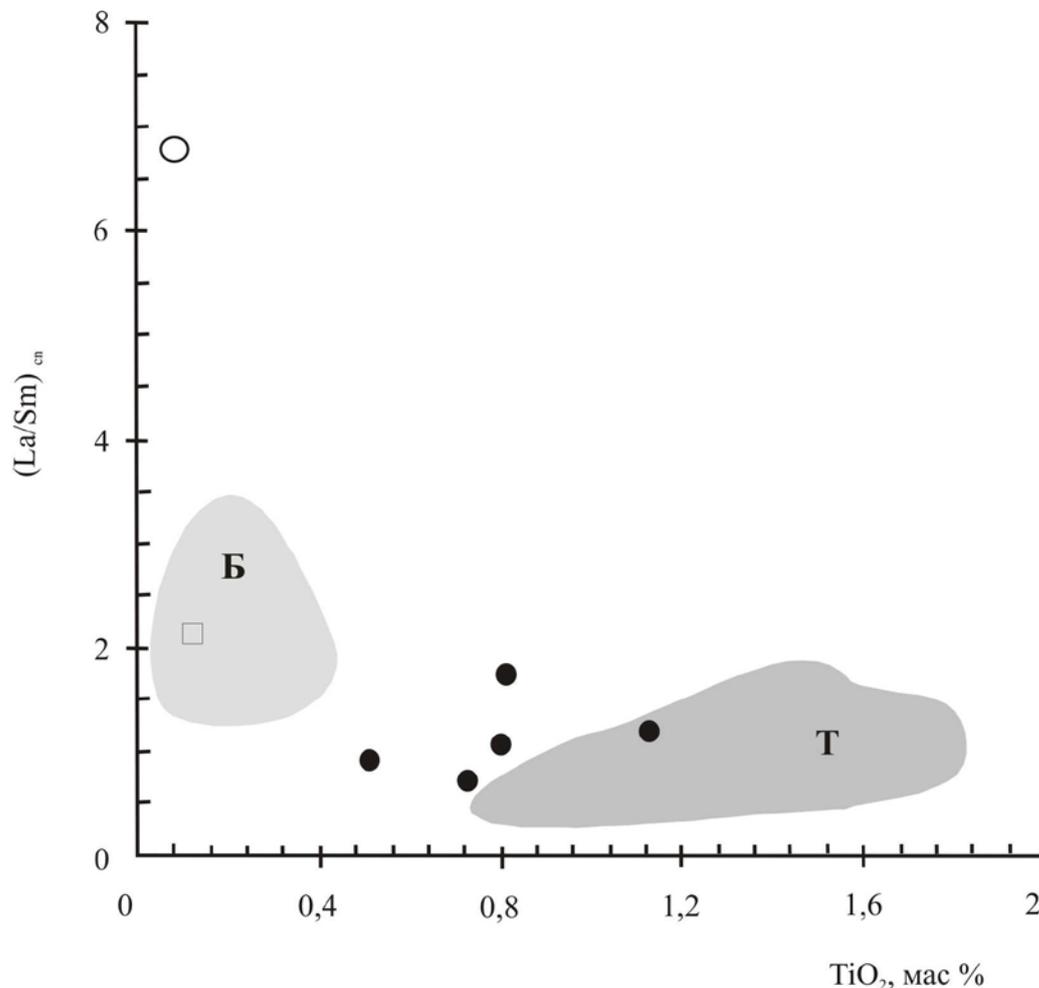


Рис. 3.17. Диаграмма зависимости отношения $(La/Sm)_n$ от TiO_2 (мас. %) для интрузивных пород Громадненско-Вургувеемского массива.
Т- толеитовые габбро желоба Тонга, Б – бонинитовые габбро желоба Тонга (Sharaskin et al., 1983); остальные условные обозначения см. рис. 3.8.

Сопоставление данных по содержанию главных и редких элементов в габброидах Громадненско-Вургувеемского массива позволяет высказать предположение о генетической связи между двумя выделенными группами пород. Это подтверждается конформностью спектров распределения элементов-примесей в габброидах обеих групп и их U-образной формой (рис. 3.9б), типичной для продуктов плавления в очагах бонинитового магматизма. Таким образом, есть основания считать, что все петрографические типы изученных габброидов были сформированы в ходе эволюции магматических расплавов, отделившихся от общего магматического источника. С другой стороны, более высокая степень обогащенности ЛРЗЭ, характерная для оливинсодержащих пород второй группы (по сравнению с породами первой группы), возможно, указывает на различия в режиме плавления этого источника, повлиявшие на рассмотренные выше геохимические особенности двух выделенных групп пород.

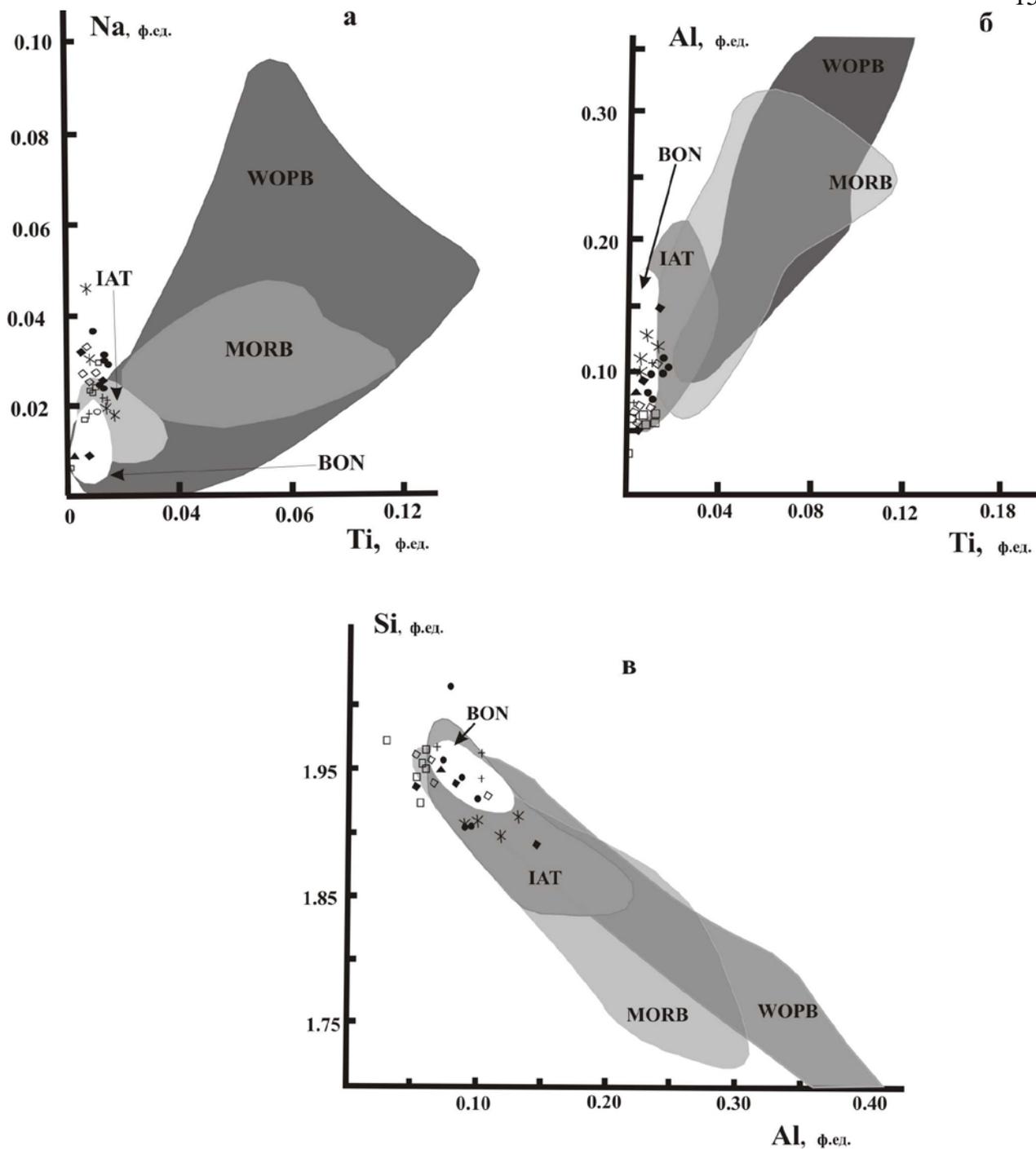


Рис.3.18. Зависимости Ti – Na (а), Ti – Al (б), Al – Si (в) для клинопироксенов из габброидов Громадненско-Вургувеевского массива.

Поля составов приведены по (Beccaluva et al., 1989): IAT – базальты островных дуг, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, WOPB – базальты внутриокеанических плит. Остальные условные обозначения см. рис. 3.7.

Можно предположить, что обе группы интрузивных пород Громадненско-Вургувеевского массива были сформированы при плавлении общего магматического источника, однако генерация собственно бонинитового расплава происходила с сопутствующим обогащением этого источника (по представленным данным, по меньшей мере, ЛРЗЭ).

Параметры состава клинопироксенов подтверждают выводы, сделанные на основании геохимических данных о составе пород. На приведенных дискриминантных диаграммах (рис. 3.18) (Вессалува et al., 1989) все изученные клинопироксены попадают в поле островодужных составов (преимущественно в поле бонинитов) и частично в поле островодужных толеитов.

Данные по содержанию An и Mg # в сосуществующих плагиоклазе и клинопироксене позволяют определить, из сухих или водосодержащих расплавов (т.е. обогащенных водными флюидами, отделившимися от субдуцирующей плиты) кристаллизовались эти минералы (Kvassnes et al., 2004). В наших образцах состав плагиоклаза измерен только в габбро-норитах первой группы (табл. 3.14), и составляет 84,1-85,2 % An, при магнезиальности сосуществующего клинопироксена $Mg\# = 75,2 - 80,2$. По этим параметрам, согласно (Kvassnes et al., 2004), габбро-нориты первой группы кристаллизовались из водосодержащих магм и наиболее близки к составам фенокристаллов из базальтов Идзу-Бонинской дуги.

Таким образом, полученные данные позволяют сделать вывод об участии в строении интрузивного комплекса Громадненско-Вургувеевского массива двух групп пород, обладающих геохимическими чертами как островодужного толеитового, так и бонинитового магматизма. Первой группе, представленной габбро-норитами, свойственны геохимические признаки, характерные как для бонинитов, так и для островодужных толеитов. Среди этих пород, возможно, присутствуют гибридные разновидности, образованные за счет взаимодействия различных по степени обогащения продуктов плавления единого магматического источника. Во второй группе оливинсодержащих пород бонинитовые признаки выражены наиболее ярко: повышенная магнезиальность, крайне низкие содержания титана и P3Э, U-образная форма распределения спектров P3Э и других элементов-примесей

Геодинамические аспекты формирования и взаимосвязь породных комплексов

Одним из важных аспектов реконструкции основных этапов магматической истории Громадненско-Вургувеевского массива является определение возможной связи между двумя изученными интрузивными комплексами пород – габбро-норитами первой группы, слагающими основной объем массива, и меланократовыми оливинсодержащими породами второй группы, имеющими ограниченное распространение. Учитывая сложные геологические соотношения этих комплексов, не позволяющие сделать однозначный вывод об их возможной генетической связи, интерпретация геохимических данных - наиболее надежный подход к решению этой задачи.

Принято считать, что в комплексах пород, формирование которых происходило в надсубдукционных обстановках, развитие островодужного толеитового магматизма предшествовало бонинитовому (Rosemary et al., 1982; Shervais, 2001). Исходя из этого допущения, можно представить следующую схематическую последовательность

формирования интрузивных пород массива. Габбро-нориты, слагающие его основной объем могли быть образованы на ранней стадии заложения островодужной системы. Родительскими расплавами для них являлись островодужные толеиты. К поздней стадии развития надсубдукционного плутонического комплекса приурочены проявления магматизма бонинитовой специализации, к которым относятся плагиоклаз-содержащие дуниты, амфиболизированные верлиты, троктолиты и оливиновые габбро. Обе группы пород, судя по приведенным выше данным, могли быть образованы при плавлении общего магматического источника, однако генерация собственно бонинитовой расплава происходила позднее и при сопутствующем обогащении этого источника.

Более позднее образование меланократовых пород позволяет объяснить их своеобразное залегание в габбро-норитовой матрице массива. Они не участвуют в системе полосчатости, а образуют редкие линзовидные, изометричные тела – гигантские шпиры.

Дайковый комплекс

Проведенное исследование показало, что Коральвеевские диабазовые дайки представляют собой типичные островодужные толеиты. Эти породы были сформированы на фундаменте надсубдукционного плутонического перидотит-габбрового комплекса Громадненско-Вургувеевского массива и, вероятнее всего, вместе с вышележащей вулканогенной толщей представляют собой раннекаменноугольный – пермский островодужный комплекс Яракваамского террейна.

Составы диабазов руч. Крутой позволяют выделить два типа. Один из них практически идентичен Коральвеевским дайкам и, по всей видимости, связан с эволюцией тех же расплавов (низкомагнезиальные фракционированные составы) на ранних стадиях развития островной дуги.

В составе диабазов даек второго типа наблюдаются черты как островодужных, так и океанических характеристик, что отчетливо видно на приведенных диаграммах. Подобные свойства расплавов начинают проявляться на стадии раскрытия окраинных бассейнов.

Дайки руч. Крутой образуют отдельные мелкие тела (рои, трещинные излияния) и, вероятнее всего, свидетельствуют о начале процессов раскола (рифтинга) островной дуги ведущего к образованию задугового бассейна.

ГЛАВА 4

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОФИОЛИТОВ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

Изученные офиолитовые комплексы занимают пограничное положение между структурами Яракваамского террейна и Южно-Аннойской сутуры и ранее многими исследователями рассматривались в качестве фрагмента ЮАС (Сеславинский, 1979; Натальин, 1984; Парфенов, 1984; Лычагин 1991а, 1991б и др.). Данные изложенные в предшествующих главах о строении, магматизме и возрасте этих объектов свидетельствуют о том, что составляющие их плутонические породы, а также ассоциирующие с ними дайковые серии были сформированы в надсубдукционной обстановке в период от среднего палеозоя до раннего мезозоя.

Островодужные габброиды среднекаменноугольного возраста Громадненско-Вургувеевского массива составляют единый пакет пластин с каменноугольно-пермской островодужной толщей Яракваамского террейна. Таким образом, связь между этими комплексами является структурной, хронологической и генетической, а сам массив может рассматриваться в качестве фундамента средне?-позднепалеозойской островной дуги. Тектоническая эволюция этих структур может быть представлена следующим образом (рис. 4,1).

Не позднее среднего карбона в океаническом бассейне (Прото-Арктический океан) закладывается энсиматическая островная дуга. Ее первая фаза представлена островодужными габброидами фундамента. В позднем карбоне-ранней перми продолжается ее развитие: в фундаменте формируются интрузивные тела бонинитового генезиса, появляются дайковые островодужные серии, прорывающие габброиды, и собственно островодужные вулканы, вскрывающиеся в Яракваамском террейне. В позднем мезозое в результате коллизии Северо-Азиатского континента с Чукотским микроконтинентом описываемые островодужные комплексы образовали пакет пластин, наблюдаемый в современном разрезе.

Алучинский офиолитовый комплекс расположен на западном фланге Яракваамского террейна. Составляющие его базит-ультрабазитовые породы образуют пакет пластин, погружающийся на восток под позднепалеозойские островодужные комплексы Яракваамского террейна. Мантийные ультрабазиты Алучинского массива имеют гетерогенную природу.

В северной части (правобережный сектор) они представлены гарцбургитами, которые могли быть сформированы в островодужной обстановке в результате повторного плавления более древней океанической мантии с образованием расплавов типа островодужных толеитов или бонинитов. В центральной части (сектор реки Антипи́ха) среди реститогенных пород присутствуют слабоистощенные лерцолиты и гарцбургиты по химическим характеристикам

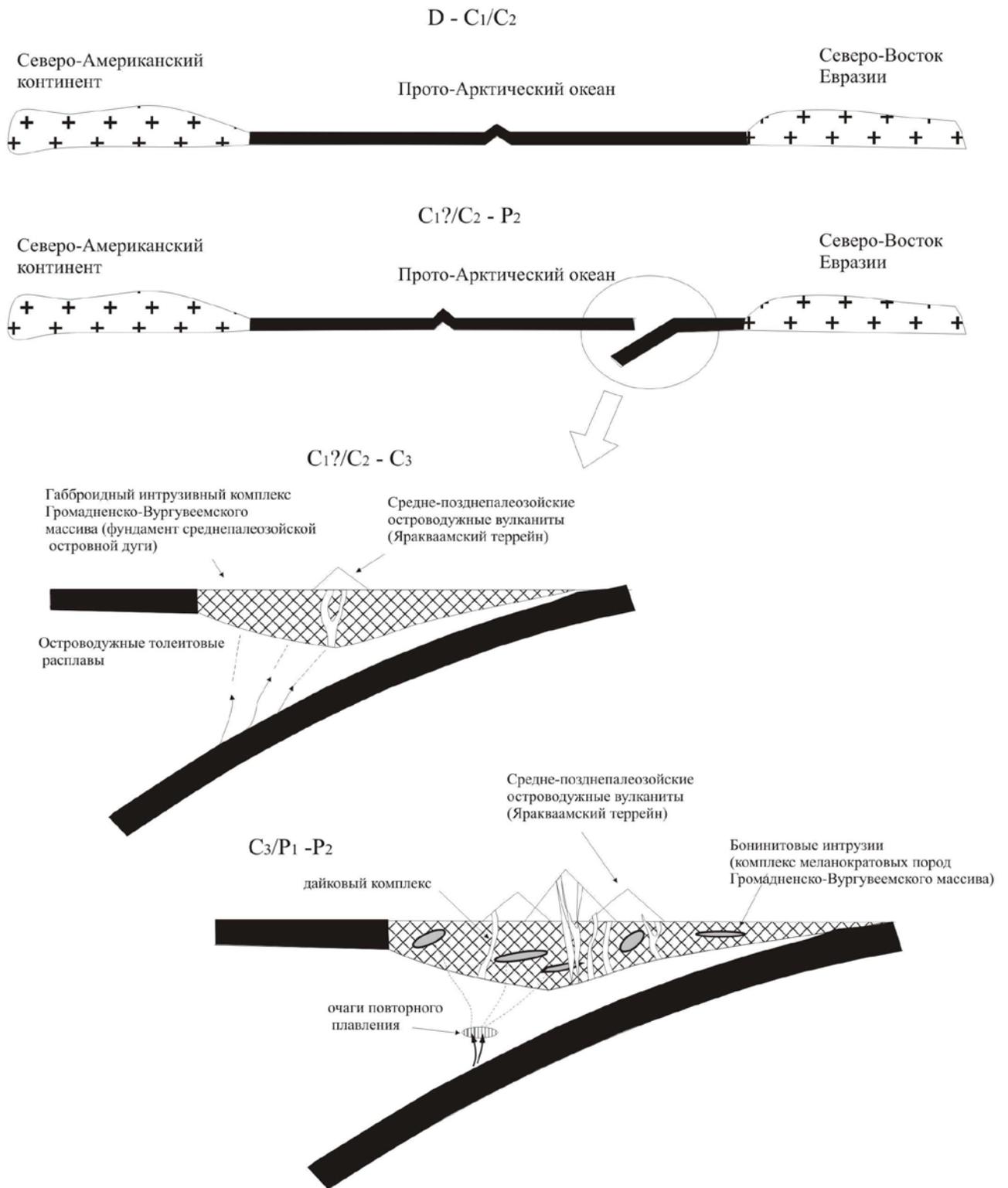


Рис. 4.1. Схема тектоно-магматической эволюции Громадненско-Вургувеемского офиолитового массива

близкие к абиссальным перидотитам, а также переходные гарцбургиты, занимающие промежуточное положение между абиссальными и надсубдукционными перидотитами.

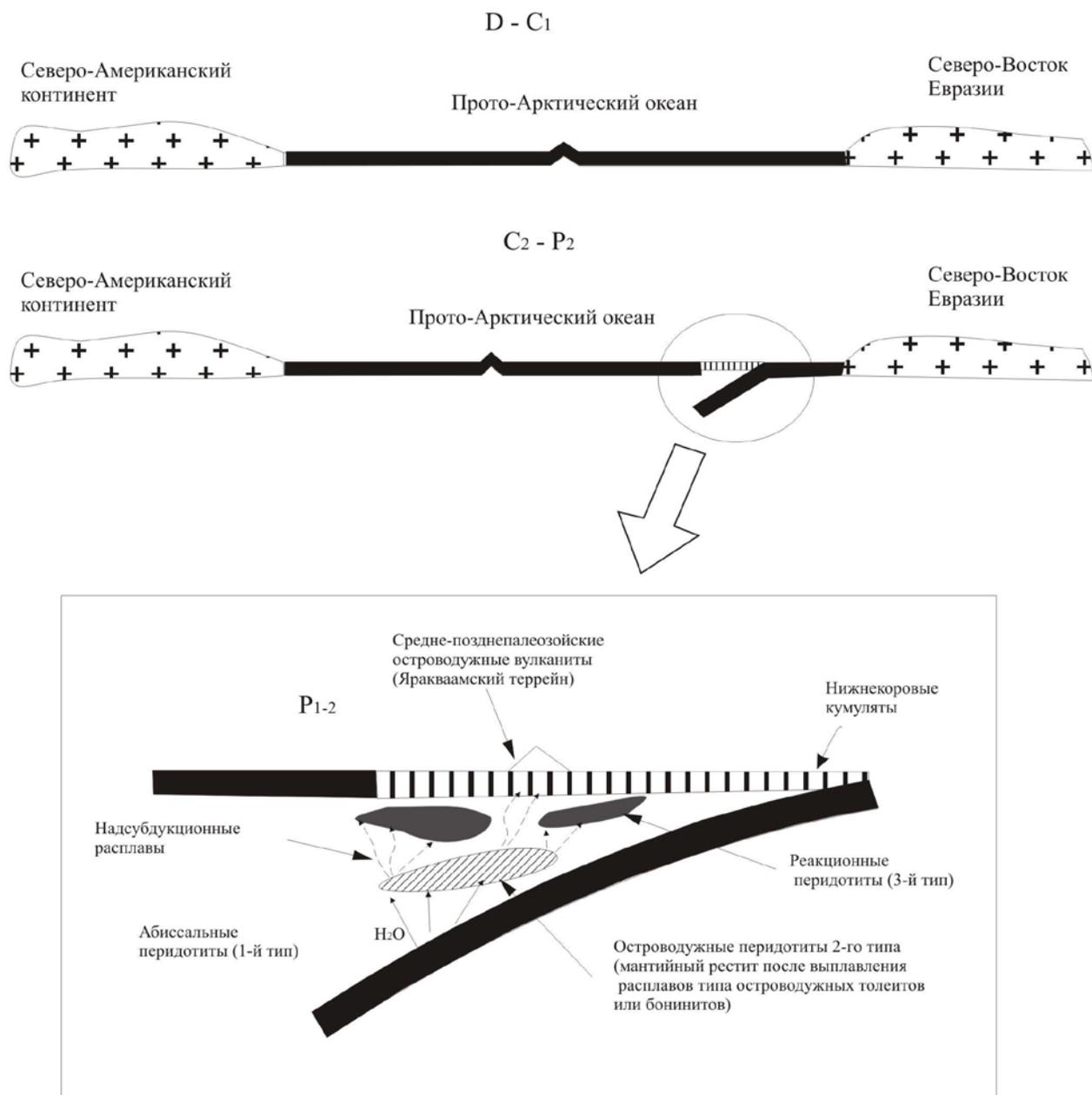


Рис. 4.2. Схема тектоно-магматической эволюции Алучинского офиолитового массива.

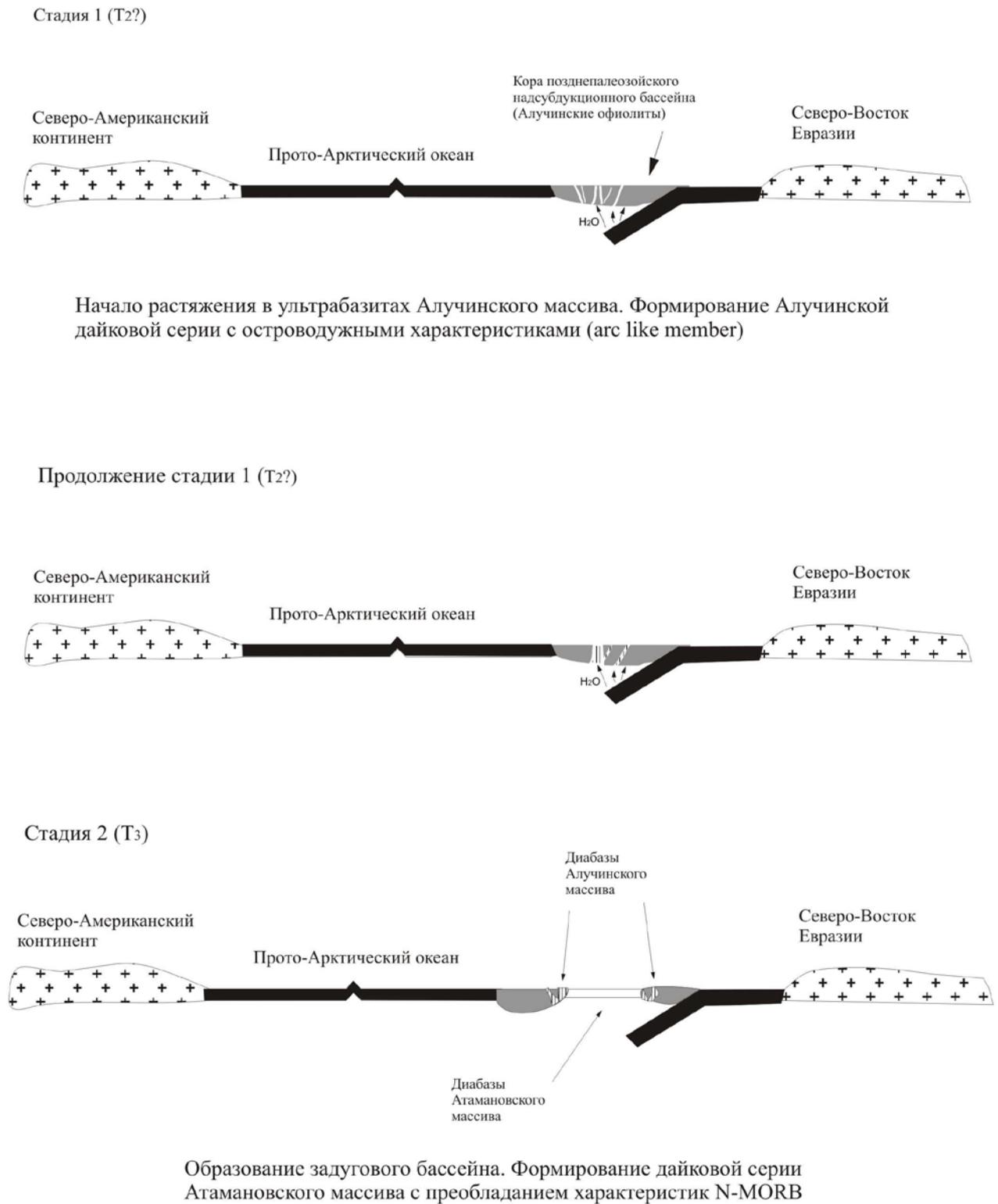


Рис. 4.3. Схема тектоно-магматической эволюции Атамановского массива.

Наличие в составе Алучинского массива океанических, переходных и островодужных реститовых ультрабазитов позволяет рассмотреть их тектоническую эволюцию в рамках модели предложенной для детально изученных современных надсубдукционных систем: Идзу-Бонин-Марианской и Южно-Сандвичевой (Pearce et al. 2000).

Согласно этой модели состав мантийных реститов преддугового бассейна является результатом взаимодействия надсубдукционных расплавов зарождающейся дуги (островодужные толеиты, бониниты) и мантийных перидотитов сформированных в спрединговом хребте океанического бассейна, существовавшего перед началом субдукции. Таким образом, формируется эволюционный ряд, состоящий из реститов трех типов. Первый тип (начало ряда) представлен абиссальными перидотитами, второй тип (конец ряда) представлен островодужными перидотитами. Третий тип располагается между первыми двумя и представлен переходными перидотитами, состав которых сформировался в результате реакции надсубдукционных расплавов с перидотитами первого типа.

Среди мантийных ультрабазитов Алучинского массива присутствуют породы соответствующие всем трем выделенным типам. В координатах хромистость шпинелида – фугитивность кислорода (рис.), они образуют эволюционный тренд, практически совпадающий с трендом перидотитов из точки «Коникэл семаунт» Идзу-Бонин-Марианской надсубдукционной системы (Parkinson, Pears, 1998). Эти данные позволяют предположить, что схема тектонического развития Алучинского офиолитового массива была близка к схемам, предложенным для современных надсубдукционных систем, таких как Идзу-Бонин-Марианская и Южно-Сандвичева (Parkinson, Pears, 1998; Pears et al 2000).

Единственными датированными интрузивными породами Алучинского массива являются кумулятивные габбро, возраст которых согласно приведенным выше данным составляет 280-265 млн. лет (нижняя – верхняя пермь). Вещественный состав пород кумулятивного комплекса свидетельствует о его формировании в островодужной обстановке и вероятной генетической связи с истощенными островодужными гарцбургитами правобережного сектора (второй тип). Гарцбургиты сектора реки Антипи́ха соответствующие абиссальным перидотитам (первый тип), должны иметь более древние возраста, поскольку они были сформированы в бассейне, существовавшем до начала субдукционных процессов. В соответствии с этим схема эволюции Алучинского массива может быть представлена следующим образом (рис. 4.2)

В допермское время существует океанический бассейн в котором в обстановке СОХ формируются абиссальные перидотиты (первый тип) представленные в секторе реки Антипи́ха (рис. 4.2). В ранней перми в бассейне начинаются субдукционные процессы. В островодужной обстановке происходит повторное плавление абиссальных перидотитов с образованием расплавов типа островодужных толеитов или бонинитов (рис. 4.2). В результате этого процесса формируются истощенные реститы второго типа, представленные гарцбургитами правобережного сектора. В этой же обстановке в результате взаимодействия новообразованных расплавов с абиссальными перидотитами первого типа формируются переходные гарцбургиты третьего типа представленные в секторе реки Антипи́ха.

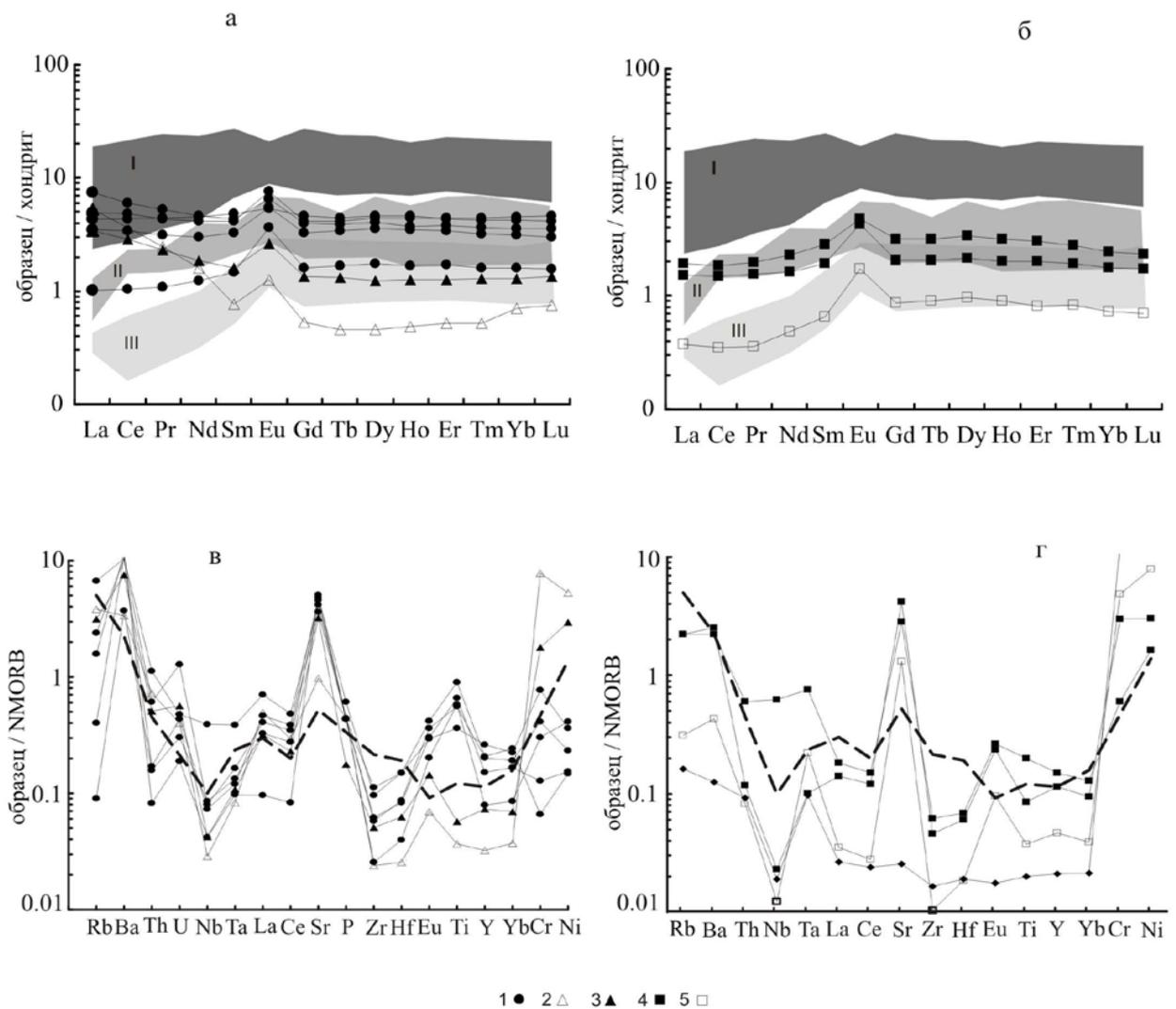


Рис. 4.4. Спектры распределения РЗЭ (а, б), нормированные по хондриту (Sun, McDough, 1989), и элементов-примесей (в, г), нормированные по N-MORB (Sun, McDonough, 1989), для нижнекоровых кумулятов Громадненско-Вургувеевского массива (а, в) и Алучинского массива (б, г).

Поля: I – габбро Восточно-Тихоокеанского поднятия (Pedersen et al. 1996); II – габбро Кемперсайского массива (Ферштаттер, 1996); III – габбро офиолитов Троодос (Кав, Seneschal. 1976). пунктирная линия – состав бонинита Идзу-Бонинских островов (Шараськин, 1992).

1-габбро-нориты, 2- верлит, 3- клинопироксеновый троктолит, 4- оливиновое габбро, 5 - габбро

Кристаллизация расплавов в коровых камерах приводит к появлению кумулятивного комплекса, породы которого присутствуют как в правобережном секторе, так и в секторе реки Антипиха.

Дальнейшая тектоническая эволюция Алучинского комплекса связана с продолжением надсубдукционных процессов в мезозое (рис. 4.3). В среднетриасовое время продолжают генерироваться островодужные расплавы, которые интродуцируют ультрабазиты и образуют дайковую серию Алучинского массива (стадии 1, 2 на рис. 4.3). В позднеэриасовое время происходит структурная перестройка, которая приводит к раскрытию задугового бассейна и

формированию дайковых серий обладающих геохимическими чертами как N-MORB, так и островодужными, которыми в настоящее время сложен Атамановский массив.

Обращает внимание сходство геохимических особенностей нижнекоровых кумулятов Алучинского и Громадненско-Вургувеевского массивов (рис 4.4). Для них наблюдаются близкие уровни накопления РЗЭ и практически идентичные формы спектров в области СРЗЭ и ТРЗЭ, а также близкие особенности распределения мультиэлементов. Таким образом, для этих пород наблюдается совпадение, как возрастов, так и особенностей состава, что позволяет предположить, что их разрез формировались в ходе общего процесса.

В предшествующих публикациях комплексы пород восточной части Алазейско-Олойской системы входящие в состав Яракваамского террейна выделялись в составе Яблонского массива, который рассматривался в качестве континентальной структуры докембрийской консолидации аналогичной Омолонскому массиву (Тильман, 1962; Геология СССР, 1970). В качестве основания массива рассматривались докембрийские выступы метаморфизованных кристаллических пород, описанные в некоторых поднятиях. Разрезы девонских вулканогенно-терригенных пород, перекрывающие фундамент рассматривались в качестве аналога кедонской серии Омолонского массива. Полученные данные позволяют пересмотреть эти представления.

Алучинские и Громадненско-Вургувеевские офиолиты формировались практически синхронно и вероятно представляют собой фрагменты единой позднепалеозойской надсубдукционной системы. Они находятся в тесной пространственной, временной и генетической связи (обоснованной для пород Громадненско-Вургувеевского массива) с позднепалеозойскими вулканитами Яракваамского террейна и могут рассматриваться в качестве его фундамента. Таким образом, описываемые офиолитовые комплексы свидетельствуют о развитии в данном регионе энсиматической островной дуги. Развитая надсубдукционная система, включающая в себя энсиматические островные дуги, преддуговые и задуговые бассейны могла развиваться в обширном океаническом бассейне. Согласно данным (Sokolov et al., in press) таким бассейном в регионе в позднепалеозойское время являлся Прото-Арктический океан (рис. 4.5).

Зона субдукции, в которой были сформированы Алучинские и Громадненско-Вургувеевские офиолиты, отделяла структуры Северо-Азиатского континента от Прото-Арктического океана (рис. 4.5). В эволюции этой зоны можно выделить несколько этапов. Ранний карбон – заложение зоны субдукции, начало формирования офиолитов. В предпозднетриасовое время происходит амальгамация нескольких островодужных террейнов, о чем свидетельствуют несогласно перекрывающие их позднетриасовые конгломераты, содержащие офиолитовые обломки (Соколов и др. 2010 а), таким образом, формируется Алазейско-Олойская островодужная система. Отсутствие данных о полярности этой зоны позволяет предположить два варианта (Sokolov et al., in press). В первом случае кора Прото-

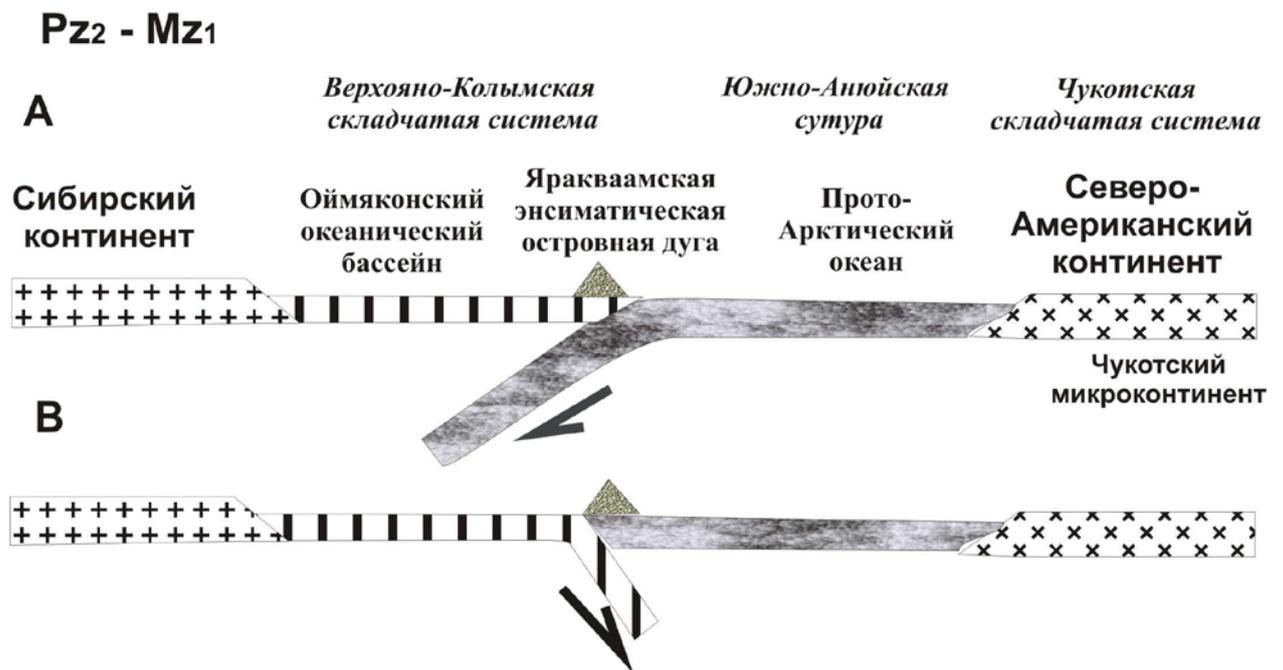


Рис. 4.5. Палеогеодинамический профиль для позднепалеозойского - раннемезозойского времени. (Sokolov et al. в печати)

Арктического океана субдуцирует под структуры Северо-Азиатского континента (рис. 4.5a). Во втором случае наоборот (рис. 4.5б).

В позднем триасе продолжение тектонических процессов выразилось в проявлении спрединга и формировании задуговых бассейнов. В средней юре в регионе происходит объединение обособленных блоков в Колымо-Омолонский супертеррейн (Парфенов и др., 1993; Тектоника, геодинамика..., 2001) в состав, которого вошли террейны Алазейско-Олойской системы. Таким образом, к началу поздней юры Алазейско-Олойская островодужная система представляла собой конвергентную границу между окраиной Сибирского континента и Прото-Арктическим океаном. Согласно данным (Соколов, 2010 б) в поздней юре прекращается спрединг в Прото-Арктическом океане, отмирает Кульполнейская дуга, под Алазейско-Олойскую систему продолжает субдуцироваться океаническая кора остаточного позднеюрско - раннемелового Южно-Анхойского бассейна.

Последующие тектонические процессы, выраженные коллизией Северо-Азиатского континента и Чукотского микроконтинента привели к тектоническому скучиванию и

формированию современного разреза Яракваамского террейна фундамент, которого в его северной части представлен аллохтонным комплексом Громаднинско-Вургувеевского массива, а в западной части тектоно-магматическим комплексом пород Алучинского и Атамановского массивов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования получены новые данные, о строении, возрасте и составе офиолитовых комплексов западной Чукотки, которые позволили ответить на ряд дискуссионных вопросов о тектонической истории региона. Изучение офиолитов позволило получить данные о широком распространении в южном обрамлении ЮАС различных геодинамических комплексов позднепалеозойской-мезозойской конвергентной границы, что в свою очередь свидетельствует о зрелости океанического бассейна, в котором они были сформированы. Среди наиболее значимых результатов можно отметить следующие.

Изучение Алучинского массива позволило установить, что он разбит на ряд секторов, которые представляют собой крупные сильно деформированные блоки, либо серпентинитовый меланж. В центральной части в наиболее крупном секторе р. Антипихи наблюдается упорядоченность меланжа выраженная в увеличении интенсивности деформаций и смене пород реститового дунит-гарцбургитового комплекса породами нижне- и верхнекоровых комплексов. В составе дунит-гарцбургитового комплекса было выделено три типа реститов: первый тип соответствует абиссальным перидотитам, второй соответствует реститам образовавшимся в надсубдукционной обстановке, третий тип - переходный, образовался в результате взаимодействия реститов первого типа с надсубдукционными расплавами. Составы выделенных реститов связаны между собой эволюционными трендами, которые совпадают с трендами хорошо изученных мантийных перидотитов из преддугового бассейна Идзу-Бонин-Марианской системы.

В составе нижнекорового расслоенного комплекса было выделено две серии пород: ультраосновных и основных кумулятов. Обе серии кристаллизовались из надсубдукционного расплава, но на разных уровнях глубинности. Комплекс изотопных датировок кумулятивного габбро дает временной интервалу поздний карбон – ранняя-поздняя пермь (300-270 млн. лет).

В составе верхнекорового комплекса Алучинского массива были выделены две дайковые серии. Дайки Атамановского массива представляют собой спредингвый комплекс. Абсолютные датировки соответствуют позднему триасу (228 -226 млн. лет). Состав большинства пород соответствует расплавам типа N-MORB. В составе отдельных образцов наблюдаются черты характерные для расплавов типа островодужных толеитов. Таким образом, диабазы Атамановского массива могут рассматриваться как представители семейства базальтов задуговых бассейнов (BABV). Вторая серия диабазов представлена роями дайковых тел, которые прорывают ультрабазиты Алучинского массива. В целом состав образцов соответствует островодужным толеитам, в то же время отдельные особенности характерны для расплавов типа N-MORB, что позволяет рассматривать диабазы Алучинского массива как крайний член (arc-like member) семейства BABV. Таким образом, дайковые серии

Алучинского комплекса отражают начальную и зрелую стадии эволюции позднепермского задугового бассейна.

В составе нижнекорового интрузивного комплекса Громадненско-Вургувеевского перидотит-габбрового массива выделены две группы пород. Породы первой группы составляют основную часть интрузивного комплекса и представлены габбро-норитами и габбро. Возраст метаморфизма зеленосланцевой фации составляет 312 млн. лет. (поздний карбон). Породы второй группы распространены незначительно, в их состав входят – плагиоклаз-содержащие дуниты, амфиболизированные верлиты, троктолиты, оливковые габбро. Абсолютные датировки ($292,7 \pm 7$ млн. лет) соответствуют границе карбон-пермь. Состав пород обеих групп характеризуется чертами как островодужного толеитового, так и бонинитового магматизма.

Верхнекоровый комплекс Громадненско-Вургувеевского массива представлен двумя дайковыми сериями. Первая островодужная (р. Коральвеев) представлена многочисленными дайковыми телами базальт-андезитового состава, которые структурно связаны с каменноугольно-пермскими вулканитами Яракваамского террейна. Вторая серия (р. Крутой) представлена роями мелких даек прорывающих габброиды. Возраст соответствует поздней перми (267 – 264 млн. лет). В составе пород этой серии сочетаются признаки островодужных толеитов и толеитов типа N-MORB. Таким образом, эти породы могут быть отнесены к базальтам задуговых бассейнов (BABV). Их присутствие свидетельствует о начале процессов рифтинга и раскола островной дуги. Полученные данные позволяют объединить Громадненско-Вургувеевский массив и перекрывающую его позднепалеозойскую вулканогенную островодужную толщу в единый комплекс, и рассматривать интрузивные породы массива в качестве элемента фундамента Яракваамского террейна.

В составе Громадненско-Вургувеевского массива не обнаружены реститовые перидотиты. Тем не менее очевидно сходство его нижне - и верхнекоровых комплексов с аналогичными комплексами Алучинского массива. Плутонические породы нижнекоровых комплексов описываемых массивов характеризуются практически идентичными особенностями состава, такими как низкие содержания титана в породах и клинопироксенах, обеднение пород рассеянными элементами, а так же практически совпадающие формы спектров распределения REE и рассеянных элементов в некоторых образцах. Породы Громадненско-Вургувеевского массива формировались в позднем карбоне, Алучинского – на рубеже позднего карбона - ранней перми. Таким образом, возможно, что нижнекоровые комплексы обоих массивов не только принадлежали единой палеоструктуре, но и формировались в общей магматической системе.

Верхнекоровые комплексы в обоих массивах включают в себя две дайковые серии одна из которых характеризует островодужную стадию, вторая стадию раскрытия задугового бассейна. Вероятно, что пермские диабазы семейства BABV Громадненско-Вургувеевского

массива (р. Крутой) маркируют начало процесса образования задугового бассейна, в то время как триасовые диабазы Атамановского массива маркируют зрелую стадию этого процесса.

Проведенное исследование позволило установить, что изученные офиолиты представляют собой фрагмент конвергентной границы, которая в позднем палеозое - позднем триасе отделяла Сибирский континент и структуры его обрамления от расположенного к северу (в современных координатах) океанического бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджан С.А., Чехович В.Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1980. №2. С.111-123.
- Базылев Б.А., Магакян Р., Силантьев С.А. и др. Петрология гипербазитов комплекса Мамония, юго-западный Кипр // Петрология. 1993. Т. 1. № 4. С. 348 - 379.
- Базылев Б.А., Закариадзе Г.С., Железникова-Понайотова М.Д. и др. Петрология ультрабазитов из офиолитовой ассоциации кристаллического основания Родопского массива // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 191-212.
- Базылев Б.А., Паланджан С.А., Ганелин А.В., Силантьев С.А., Ишиватари А., Дмитренко Г.Г. Петрология перидотитов офиолитового меланжа мыса Поворотный, п-ов Тайгонос, северо-восток России: процессы в мантии над зоной субдукции // Петрология. 2001. Т. 9. №2. С.167-188.
- Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии масштаба 1:5 000 000). М. 1992. 56 с.
- Бондаренко Г.Е., Лэйер П., Соколов С.Д. и др. Реконструкция истории Южно-Аннуйского палеоокеана по данным Ar/Ar датирования // Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. 1. М.: Геос, 2003. С. 60-63.
- Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойского северного обрамления Тихого океана (автореферат диссертации на соискание степени доктора геол.-мин. наук). М.: МГУ. 2004.
- Бондаренко Г.Е., Лучицкая М.В. Мезозойская тектоническая эволюция Алярмаутского поднятия // Бюлл. МОИП. 2003. Отд. Геол. Т. 78. Вып. 3. С. 25–38
- Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра. 1990. 480 с.
- Ганелин А.В., Пейве А.А. Геодинамическая обстановка формирования офиолитов Ганычаланского террейна (Корякское нагорье). Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный Мир, 2001. С.215-230.
- Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л. и др. Дайковые серии в офиолитах Южно-Аннуйской сутуры (Палеогеодинамические аспекты формирования) // Доклады АН. 2003. Т. 388. № 4. С. 521-525.
- Ганелин А.В. Состав и геодинамическая обстановка формирования Атамановского перидотит-габбрового массива (Западная Чукотка). Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы молодежной школы-конференции XXXVII Тектонического совещания. М. 2004. С. 15.
- Драчев С.С., Савостин Л.А. Офиолиты острова Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 98-107.

- Дылевский Е.Ф. Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан. 1997. С.88-107.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.П. Тектоника литосферных плит СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
- Злобин С.К., Закариадзе Г.С. Состав и геодинамические условия формирования плутонических серий офиолитов Севано-Акеринской зоны (Малый Кавказ) // Петрология. 1993. Т. 1. №. 4. С. 413-430.
- Карякин Ю.В., Оксманн В.С., Третьяко Ф.Ф. Калгынский офиолитовый комплекс Селеняхского кряжа (северо-восток России): структура и минералого-петрохимический состав // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2002. Т.77. Вып.6. С. 24-33.
- Кепижинкас П.К., Савичев А.Т. Геохимическая стратификация и эволюция раннеостроводужных магматических камер. // Тихоокеанская геология. 1991. № 1. С. 12-26.
- Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н. Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа. // Геотектоника. 2001. № 4. С.3-21.
- Колман Р.Г. Офиолиты. М. Мир. 1979.
- Кораго Е.А. Магматические формации р. Бол. Анюй как индикаторы геодинамических обстановок прошлого и длительно-дискретного развития Южно-Аньюйской складчатой зоны // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан. 2000. С. 187-190.
- Котляр И. Н. // Материалы XI сес. СВО ВМО. Магадан: СВКНИИДВО РАН, 2001. Т. 1. С. 162-166.
- Кузьмичев А.Б., Скляр В.Е., Бараш И.Г. Пиллоу базальты и глаукофановые сланцы на острове Большой Ляховский (Новосибирские острова) – фрагменты литосферы Южно-Аньюйского палеоокеана.//Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12, С. 1367-1381.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
- Лычагин П.П. Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов в мезозоидах Северо – Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1985. № 5. С.33 - 41.
- Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Ликман В.Б. Магматическая история Южно-Аньюйской складчатой зоны // Геология зоны перехода континент-океан на Северо- Востоке Азии (реферативное изложение результатов важнейших исследований 1985-1990 гг.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН (препринт), 1991а. С. 140-157.
- Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А. и др. Геология и петрография Громадненско-Вургувеемского массива (Южно-Аньюйская складчатая зона). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН (препринт), 1991б. 45 с.
- Малпас Д., Стевенс Р.К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда // Геотектоника. 1977. № 6. С.83-102.

- Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 135 с.
- Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии) //Геотектоника. 1998. №1. С. 56-70.
- Оксман В.С., Ганелин А.В., Соколов С.Д. и др. Офиолитовые пояса арктических регионов верхояно-чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 62-75.
- Осипенко А.Б., Крылов К.А. Геохимическая гетерогенность мантийных перидотитов в офиолитах Восточной Камчатки: причины и геодинамические следствия //Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир. 2001. С.138-158.
- Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука. 1982.
- Паланджан С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан. 1992. 104 с.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж. У. Х., Нортон И. О., Стоун Д. Б., Фуджита К., Ханчук А.И., Шолл Д. У. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т.40. №11. С. 1563-1574.
- Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука. 1984. 98 с.
- Пейве А.В. Офиолиты и земная кора. Природа. 1974. №2. С. 18-25.
- Пинус Г.В., Стерлигова В.Е. Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов // Геология и геофизика. 1973. №2. С. 109-111.
- Пирс Дж. А., Липпард С., Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции. Геология окраинных бассейнов. Ред. Кокелаар Б.П., Хауэлс М. Ф. М. Мир. 1987. С. 462.
- Радзивилл А.Я. Новые данные по геологии юго-восточной части Южно-Аньюйского хребта // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 17. Магадан. 1964. С. 57-62.
- Радзивилл А.Я., Радзивил В.Я. Позднеюрские магматические образования Южно-Аньюйского прогиба // Магматизм северо-востока Азии. Труды первого северо-восточного петрографического совещания, ч. II. Магадан: Магаданское книжное издательство, 1975. С. 71-80.
- Сахно В.Г., Мартынов Ю.А. Магматизм и особенности флюидного режима основных структур Тихого океана. Твердая кора океанов (проект «Литос»). М. Наука. 1987. С. 65 - 91.

- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М. Наука. 1987. 248.
- Савельева Г.Н., Перцев А.Н. Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала, Кемпирсайский массив. // Петрология. 1995. Т.3. №2. с. 115-132.
- Сеславинский К.Б. Южно-Аннуйская сутура (Западная Чукотка) // Доклады Академии наук СССР. 1979. Т. 245. № 5. С. 1181-1185.
- Силантьев С.А. Условия формирования plutонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13⁰ - 17⁰ с.ш. // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 381-421.
- Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов. Новосибирск. 1993. 247 с.
- Симонов В.А., Клец А.Г., Ковязин С.В., Ступаков С.И., Травин А.В. Физико-химические условия раннего плюмового магматизма западной Сибири. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1277-1297.
- Соболев А.В., Батанова В.Г. Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. с. 487 - 495.
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Покровная тектоника Южно-Аннуйской сутуры (Западная Чукотка) // Доклады АН. 2001. Т. 376. N 1. С. 80-84.
- Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н. и др. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. №6. С. 72-90
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско - Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука. 1992. 182 с.
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент - Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время. Теоретические и региональные проблемы геодинамики. Ред. Гаврилов Ю.О., Куренков С.А. М.: Наука. 1999. С. 30-83.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е. Тектоническая модель Южно-Аннуйской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики. Строение и история развития литосферы. Ред. Леонов Ю. Г. Москва-Санкт-Петербург. 2010 а
- Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010 б. №6. с. 60-78.
- Сондерс А.Д., Тарни Д. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. Ред. Кокелаар Б.П., Хауэлс М. Ф. М. Мир. 1987. С. 462.
- Сурнин А.А., Округин А.В. Базит-ультрабазитовый магматизм Южно-Аннуйской структуры // Тихоокеанская геология. 1989. №5. С. 10-18.
- Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука. 1973
- Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. Ред. Марков М.С., Пущаровский Ю.М., Тильман С.М. и др. М.: Наука, 1980. 285 с.

- Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация Уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195-218
- Филатова Н.И. Эволюция магматизма Японского бассейна в сравнении с динамикой магматизма других окраинных морей // Петрология. 2003. Т.11. №3. С.255-288.
- Фомин В.П., Глотов С.П. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 (листы Q-58-41-В, Г; 42-А, Б, В, Г; 43-А, В 1985) и поисках месторождений золота, меди, молибдена на междуречье р.р. Ангарки и Орловки за 1980-1983 г.г. (Болотный ГСО). Анюйская геологоразведочная экспедиция. Г. Билибино. 1985.
- Фролова Т. И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М. Изд. Московского Университета. 1997. 319 с.
- Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И. и др. Куюльский офиолитовый террейн // Владивосток: ДВГИ АН СССР. 1990. 108 с.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В. Панченко И.В. и др. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1992. №4. С. 82-93.
- Шараськин Л.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.
- Шеховцов В.А., Глотов С.П. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000. Серия Олойская. Лист Q-58-XI, XII. Объяснительная записка. Ред. С.Д. Соколов. 2000. Москва (Санкт-Петербург).
- Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chem. Geol. 1994. V. 113. P.191-204.
- Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197-214.
- Beccaluva L., Macciota G., Piccardo G. et al. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator // Chemical Geology. 1989. V. 77. № 3/4. P.165-182.
- Bender J.F., Hodges F.N., Bence A.E. Petrogenesis of basalts from the project famous area: experimental study from 0 to 15 kbar. Earth Planet. Sci. Lett. 41. P. 277-302.
- Dmitriev Y.I. Basalt from the East Pacific Rise near 9°N drilled on deep sea drilling project Leg 54 compared with marginal – basin and ocean-island basalt. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1980. V. LIV. P.695 – 704.
- Elliot T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. N. B7. P. 14991-15019.
- Elton D., Casey J. F., Komor S. Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands ophiolites: evidence for high-pressure crystal fractionation of oceanic basalts // Journal of geophysical research. 1982. V. 87. № B 10. P. 8717 - 8734.
- Elton D, Stewart M, Ross D. Compositional trend of minerals in oceanic cumulates. J. Geophys. Res. 1992. 97, 15189-15199.

- Joron J. L., Briquieu L., Bougault H., Treuil M. East Pacific Rise, Galapagos Spreading Center and Siqueiros Fracture Zone, Deep Sea Drilling Project Leg 54: hygromagmafil elements – a comparison with the North Atlantic. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1980. V. LIV. P.725 – 735.
- Green D.H., Hibberson W.O., Jaques A.L. Petrogenesis of mid-ocean ridge basalts. In: McElhinney M.W. (Ed) The Earth: Its Origin, Structure and Evolution. Academic Press, New York. P. 265-299.
- Gribble R.F., Stern R.J., Bloomer S.H., Stuben D., O'Hearn T., Newman S. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. № 20. P. 2153-2166.
- Gribble R.F., Stern R.J., Newman S., Bloomer S.H., O'Hearn T. Chemical and isotopic composition of lavas from the Mariana Trough: implications for magmagenesis in back – arc basins // *J.Petrology*. 1998. V.39. № 1. P.125-154.
- Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu – Ogasawara – Mariana forearcs // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. V.125. College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 445-486.
- Kay R.W., Senechal R.G. The rare earth geochemistry of the Troodos Ophiolite Complex // *J. of Geophysical Research*. 1976. V. 81. № 5. P. 964-970.
- Kelemen P.B., Dick H.J.B., Quick J.E. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle // *Nature*. 1992. V.358. P.635-641.
- Kornprobst J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotates: a possible discriminant between “Sub-continental” and “Sub-oceanic” mantle // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1981. V.53. P.241-254.
- Kvassnes A.S., Strand A.H., Moen-Eikeland H. et al. The Lyngen gabbro: the lower crust of an Ordovician incipient arc // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 148. P. 358 – 379.
- Laurent R., Hebert R. Petrological features of gabbroic and ultramafic rocks from deep drill CY-4, Cypurs. In: Cyprus crustal study project: initial report, hole CY-4 (ed: I.L. Gibbson, J. Malpas, P. Robinson, C. Xenofontos). 1989. *Geol. Surv. Can. Paper*. 88-9. C/ 115-145.
- Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // *Canadian Mineralogist*. 1978. V.16. Part. 4. P. 501-520.
- McDougall, I. and Harrison, T.M. *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰AR/³⁹AR method*. 2nd ed, Oxford University Press, New York, 269 pp.
- Middlemost E.A.K. The basalt clan. // *Earth Sci. Rev.* 1975. P. 11. P. 337-364.
- Miyashiro A., Shido F. Differentiation of gabbros in the Mid-Atlantic Ridge near 24° N // *Geochemical Journal*. 1980. V. 14. P. 145-154.
- Lin P-N., Stern R.J., Bloomer S.H. Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 4497-4514.

- Parkinson I. J., Pearce J. A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. N. 4. P. 1577-1618.
- Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Thorpe R.S. (ed). *Andesites*. Wiley, Chichester, 1982. P. 525-548.
- Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S. J., et al. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 36-53.
- Pearce J.A., Stern R.J. Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives. // *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*. Geophysical Monograph Series 166. Published in 2006 by the American Geophysical Union. P.63-86.
- Pedersen R.B., Malpas J., Falloon T. Petrology and geochemistry of gabbroic and related rocks from site 894, Hess Deep // *Proc. ODP. Sci. Results*. 1996. V. 147. P. 3-19.
- Poldervaart A., Hess H.H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma // *Journal of Geology*, 1951. V.59. - P.472-489.
- Proenza J., Gervilla F., Melgarejo J.C., Bodinier J.L. Al- and Cr-rich Chromites from the Mayari – Baracoa Ophiolitic Belt (Eastern Cuba): Consequence of Interaction between Volatile-Rich Melts and Peridotites in Suprasubduction Mantle // *Economic Geology*. 1999. V.94. P. 547-566.
- Rosemary L.H., Frederick A.F. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1982. V. 46. P. 2099-2115.
- Sharaskin A.Ya. Petrography and geochemistry of basement rocks from five Leg. 60 sites. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1982. V. LX. P.647 - 656.
- Sharaskin A.Ya., Pustchin I.K., Zlobin S.K. et al. Two ophiolite sequences from the basement of the northern Tonga arc. // *Ophioliti*. 1983. V. 8. № 3. P. 411-430.
- Shervais J.W. Birth, death, and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. An electronic journal of the Earth sciences. 2001. V. 2.
- Sokolov S.D., Bondarenko G.E., Morozov O.L., et al. South Anyui suture, northeast Arcic Russia: Facts and problems // *Geological Society of America. Special Paper 360*. 2002. P. 209-224.
- Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnoy I.R. South-Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events // *Stephan Mueller Spec*. 2009. Publ. Ser. 4. P. 201-221.
- Sun S., McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. Eds. A.D. Saunders and M.J. Norry. Geological Society Special Publication, London. 1989. V. 42. P. 313-345

- Stern R.J., Lin P-N., Morris J.D., Jackson M.C., Fryer P., Bloomer S.H., Ito E. Enriched back-arc basin basalts from the Mariana Trough: implications for the magmatic evolution of back-arc basins // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1990. V. 100. P. 210 – 225.
- Takahashi E., Uto K., Shilling J.-G. Primary magma compositions and Mg/Fe ratios of their mantle residues along Mid-Atlantic Ridge 29°N to 73°N // *Technical Report of ISEI. Okayama Univ.* 1987. Ser. A. V.9. P.1-14.
- Taylor B., Martinez F. Back-arc basalt systematics // *Earth Planet. Sci. Letters*. 2003. V. 210. P. 481 – 497.
- Walker L.R., Shibata T., Delong S.E. Abyssal tholeiites from the Oceanographer fracture zone, II. Phase equilibria and mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70. P. 111-126
- Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben MA, Shanks III WC, Ridley WI (Eds.), *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes.* // *Rev. Econ. Geol.* 1998. V.7. P.1-35.
- Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // *Earth Planet Sci. Lett.* 1980. V. 50. № 1-2. P.11.
- Woodhead J.D. Geochemistry of the Mariana arc (western Pacific): Source composition and processes // *Chemical Geology*. 1989. V.76. P. 1-24.
- Woodhead J.D., Eggins S.M., Jonson R.W. Magma genesis in the New Britain Island Arc: Further Insights into Melting and Mass Transfer Processes // *Journal of Petrology*. 1998. V 39. № 9. P.1641-1668.