

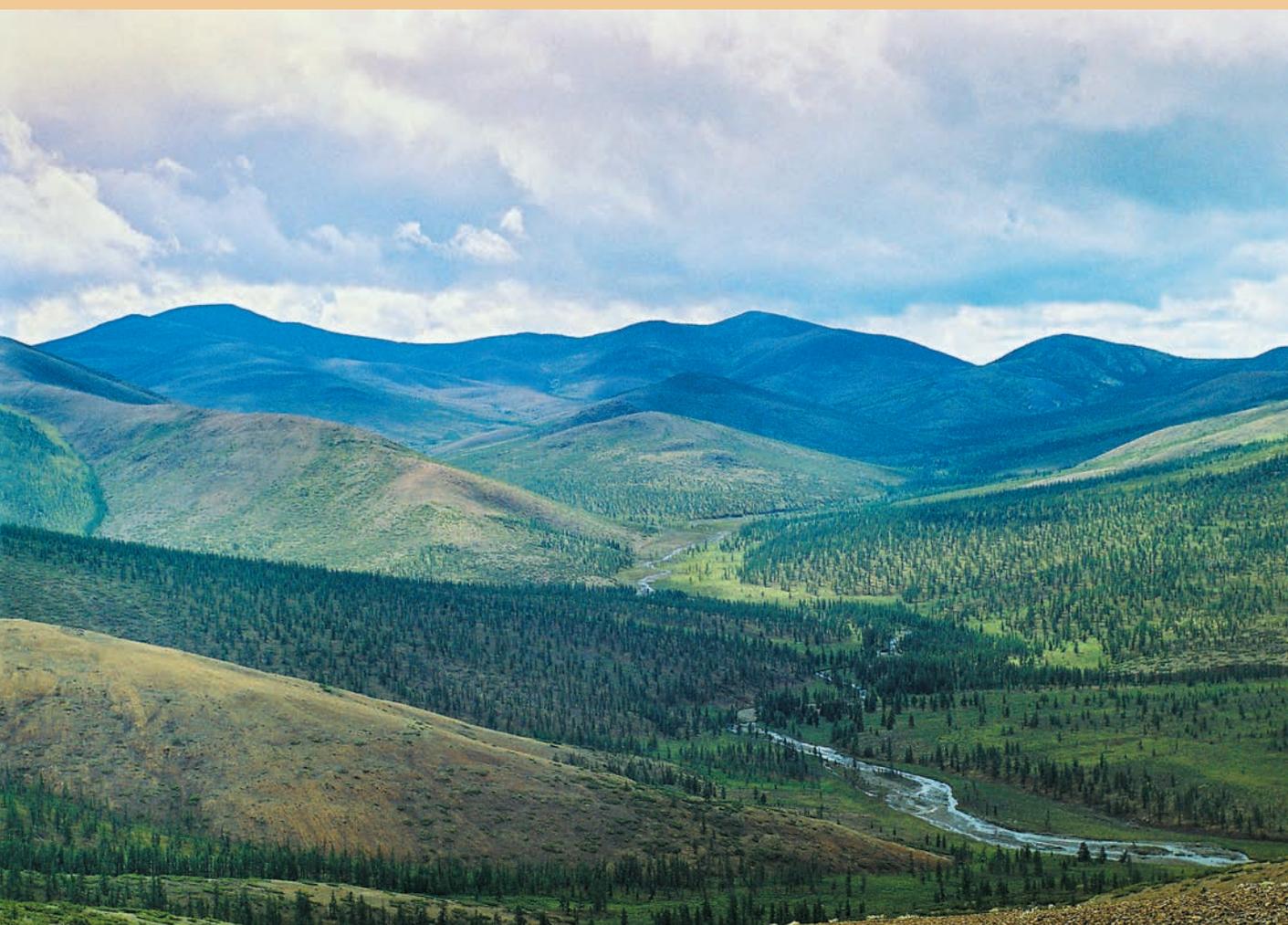


Ганелин Александр Викторович – кандидат геолого-минералогических наук. Окончил геологоразведочный факультет Санкт-Петербургского Горного института в 1995 году, после чего поступил на службу в лабораторию Тектоники океанов и приокеанических зон Геологического института Российской академии наук (ГИН РАН, Москва), где продолжает трудиться в настоящее время. Область научных интересов – геология, геохимия и рудоносность базит-ультрабазитовых комплексов различной формационной природы.

А.В. Ганелин

ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

Ганелин А.В. ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ
ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ



Российская академия наук
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук



Российский фонд фундаментальных исследований



Russian Academy of Sciences
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences
The Russian Foundation for Basic Research

Москва
ГЕОС
2017

Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932

Vol. 613

A.V. GANELIN

**THE WESTERN CHUKOTKA
OPHIOLITES**

(structure, age, composition, and geodynamic setting)

Moscow

GEOS

2017

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году

Вып. 613

А.В. ГАНЕЛИН

ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

(строение, возраст, состав, геодинамические обстановки
формирования)

Москва

ГЕОС

2017

УДК 551.242.31

ББК 26.323

Ответственный редактор: *С.Д. Соколов*

Редакционная коллегия:

М.А. Федонкин (главный редактор), *Н.Б. Кузнецов* (заместитель главного редактора),
Г.Н. Александрова (ответственный секретарь), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*, *А.Б. Герман*,
К.Е. Дегтярев, *А.В. Дронов*, *В.А. Захаров*, *В.Б. Курносков*, *В.Ю. Лаврушин*, *М.Г. Леонов*,
Ю.Г. Леонов, *М.А. Рогов*, *М.А. Семихатов*, *С.Д. Соколов*, *М.Д. Хуторской*, *Н.П. Чамов*

Рецензенты: *Е.В. Шарков*, *Е.А. Кораго*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. —
М.: Наука, 1964. —.– ISSN 0002-3272

Вып. 613: Офиолитовые комплексы Западной Чукотки (строение, возраст, состав, геодинамические обстановки формирования) / Ганелин А.В.; Отв. ред. С.Д. Соколов — М.: ГЕОС, 2017. — 178 с.; ил.

ISBN 978-5-89118-744-3

Монография является результатом комплексного изучения плутонических и гипабиссальных пород базит-ультрабазитового состава Алучинского и Громадненско-Вургувеевского офиолитовых массивов.

Представлены данные по геологическому строению массивов, петрографическая и геохимическая характеристика пород и минералов всех выделенных комплексов офиолитов: мантийных ультрабазитов, расчлененных кумулятов и дайковых серий. Впервые приводятся изотопные геохронологические данные (Ar-Ar и U-Pb SHRIMP). Установлено, что изученные офиолиты относятся к структурам Яракваамского террейна. Их состав отражает этапы последовательной геодинамической эволюции от океанической стадии в до-позднепалеозойское время до конвергентной границы в позднепалеозойско-мезозойское время (Алазейско-Олойская островодужная система). Эта конвергентная граница, частью которой являются изученные офиолиты в позднем палеозое–позднем триасе отделяла Сибирский континент и структуры его обрамления от расположенного к северу (в современных координатах) Прото-Арктического океана.

Издание осуществлено при финансовой поддержке

Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 17-15-00018

и гранта РФФ 16-17-10251

Издание РФФИ не подлежит продаже

Responsible Editor *S.D. Sokolov*

Editorial Board:

M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), *N.B. Kuznetsov* (Deputy Editor-in-Chief),
G.N. Aleksandrova (Executive Secretary), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrillov*, *A.B. German*,
K.E. Degtyarev, *A.V. Dronov*, *V.A. Zaharov*, *V.B. Kurnosov*, *V.Yu. Lavrushin*, *M.G. Leonov*,
Yu.G. Leonov, *M.A. Rogov*, *M.A. Semikhatov*, *S.D. Sokolov*, *M.D. Khutorskoy*, *N.P. Chamov*

Transactions of the Geological Institute / GIN RAS — Moscow: Изд-во АН СССР, 1932–
1964. — Moscow: Nauka, 1964. —.– ISSN 0002-3272

Vol. 613: The Western Chukotka ophiolites (structure, age, composition, and geodynamic setting) /
Ganelin A.V.; Responsible Editor S.D. Sokolov — Moscow: GEOS, 2017. — 178 p.; il.

The monograph is the result of a comprehensive study of the plutonic and hypabyssal rocks of the basic-ultrabasic composition of the Aluchin and Gromadny-Vurguveem ophiolite massifs.

Data on the geological structure of the massifs, petrographic and geochemical characteristics of rocks and minerals of all the complexes of ophiolites, mantle ultrabasites, layered cumulates and dikes, are presented. Isotopic geochronological data, Ar-Ar and U-Pb SHRIMP, are presented for the first time. It is established that the studied ophiolites are the part of the Yarakvaam terrane. Their composition reflects the stages of geodynamic evolution from the oceanic stage in the pre-Paleozoic time to the convergent boundary in the Late Paleozoic-Mesozoic time (the Alazey-Oloy island-arc system). Convergent margin, including ophiolites in Late Paleozoic – Late Triassic separated Siberian continent and its framework from Proto-Arctic ocean, located to the north (in modern coordinates).

Published at financial support

of the Russian Foundation for Basic Research, grant 17-15-00018.

The edition of the RFBR isn't subject for sale

© А.В. Ганелин, 2017

© ГИН РАН, 2017

© ГЕОС, 2017

ВВЕДЕНИЕ

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.).

Офиолитовые комплексы Верхояно-Чукотской складчатой системы представлены двумя поясами. Один из них приурочен к коллизионной структуре хребта Черского (Оксман, 2000; Оксман и др., 2003). Другой расположен на территории Западной Чукотки между северной границей Верхояно-Чукотской складчатой области и Южно-Анхойской сутурой (ЮАС). Офиолиты здесь представлены крупными Алучинским и Громадненско-Вургувеевским массивами плутонических пород базит-ультрабазитового состава и пространственно ассоциирующими с ними вулканами.

Систематическое изучение офиолитов Западной Чукотки началось в середине 60-х годов в связи с проведением среднемасштабного геологического картирования. В период с 1967 по 1976 гг. выходят листы Q –IX–XII, XV–XVIII Геологической карты СССР масштаба 1:200000, авторы Гулевич В.В., Радзивил А.Я., Довгаль Ю.М., Палымский Б.Ф. В этот же период появляются первые публикации отражающие данные по строению, составу, возрасту и формационной принадлежности магматических пород Громадненско-Вургувеевского и Алучинского массивов. Наиболее значительные результаты этого этапа изучения офиолитов сводятся к следующему.

Породы Громадненско-Вургувеевского массива рассматриваются как интрузивные образования габбро-плагиогранитной формации. Среди них выделены габброиды первой фазы и гранитоиды второй. Возраст массива принят позднепалеозойским на основании взаимоотношений с вмещающими палео-

зойскими комплексами, а также на основании К-Аг датировок гранитоидов. Делается вывод о сопоставимости пород Громадненско-Вургувеевского и Алучинского массивов (Палымская, Палымский, 1975). В противоположность этим данным в работе (Радзивилл, 1964; Радзивилл, Радзивилл, 1975) интрузивные породы массива вместе с вышележащей позднеюрской вулканогенной толщей рассматривались в качестве офиолитовой ассоциации позднеюрского возраста. Подобный взгляд на массив отражен в более поздней работе Б.А. Натальина (Натальин, 1984), в которой массив рассматривается в качестве базитового фундамента Южно-Ануйской эвгеосинклинальной системы.

Значительный вклад в первоначальное изучение Алучинского массива внес Ю.М. Довгаль. В его работах с соавторами (Довгаль, 1964; Довгаль и др., 1975) породы массива рассматриваются в качестве альпинотипных ультрабазитов. Их тектоническая позиция связывается с Ануйским глубинным разломом субмеридионального направления. Возраст ультрабазитов принят пермско-триасовым на основании наблюдения интрузивного контакта с раннепермскими вулканитами и присутствия перидотитовой гальки в норийских конгломератах. В работе (Аксенова и др., 1970) приводится подробное описание сульфидно-медно-никелевой минерализации в хромитоносных дунитах на юге массива. Особое значение имеет публикация (Пинус, Стерлигова, 1973) в которой авторы выделяют пояс альпинотипных гипербазитов, включающий в себя большинство базит-ультрабазитовых массивов (в том числе Алучинский, Громаднинско-Вургувеевский и Уямкандинский). По мнению авторов, пояс трассирует глубинный разлом, разделяющий мезозойские эвгеосинклинальные структуры от палеозойского Яблонского массива Верхояно-Колымской складчатой системы.

Следующий этап исследований связан с работами коллектива под руководством П.П. Лычагина. В 80-е годы прошлого века, авторами проводятся тематические работы по изучению офиолитов¹. В результате получены значительные объемы петрохимических данных, в том числе и по составу минералов. Выделены отдельные породные комплексы в составе офиолитовой ассоциации. Построены первые модели петролого-геохимической эволюции пород, получены первые данные о процессах метаморфизма Громадненско-Вургувеевского массива (Лычагин и др., 1991б). Обосновано исключение Уямкандинского ультрабазит-габбрового массива из состава офиолитовой ассоциации (Лычагин и др., 1992). Рассмотрены вопросы корреляции интрузивных комплексов с пространственно ассоциирующими разновозрастными вулканитами. Конкретные данные этих работ будут рассмотрены в соответствующих главах монографии. Итогом исследований является анализ роли офиолитов в связи с тектонической эволюцией Южно-Ануйской Сутуры (ЮАС) (Лычагин, 1991а). Авторы рассматривают офиолиты в качестве палеозойского фундамента ЮАС, отмечая при этом, что в силу недостаточной изученности интрузивных и вулканогенных комплексов возможны другие модели геодинамической эволюции ЮАС, которая является одним из важнейших элементов в структурах мезозойской складчатости Северо-Востока Азии.

¹Результаты этих работ изложены в многочисленных публикациях (Лычагин; Лычагин и др., 1985, 1989, 1991а, 1991б, 1992, 1993, 1997).

Тектоническая природа ЮАС имеет очень разнообразные и зачастую противоречивые трактовки. Большинство исследователей она рассматривается в качестве коллизионной структуры, образовавшейся в результате закрытия позднемезозойского океанического бассейна (Сеславинский, 1979; Натальин, 1984; Парфенов, 1984; и др.). Описываемые офиолиты находятся в тесной пространственной ассоциации с мезозойскими комплексами ЮАС, они приурочены к ее южной границе.

Как видно из приведенного выше обзора истории исследований офиолитов их изучение было прервано в конце 80-х годов прошлого века. С позиций современного уровня геологических знаний многие вопросы остаются не решенными или требуют пересмотра на основе новых методических подходов. Среди них наиболее актуальными являются: данные о возрасте офиолитов, особенностях внутреннего строения и состава, определение геодинамических обстановок формирования. Необходимо проведение корреляции пространственно разобщенных массивов между собой и с ассоциирующими с ними вулканитами. Остаются дискуссионными вопросы о положении южной границы ЮАС, а также вопросы о времени заложения, длительности существования и природе конвергентных границ океанического бассейна, в котором были сформированы офиолиты. Как было показано выше, некоторые исследователи (Натальин, 1984; Гедько и др., 1991; Лычагин и др., 1991а) включают Алучинский и Громадненско-Вургувеемский массивы 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. Вышесказанное определяет главную цель нового этапа исследований офиолитов Западной Чукотки, которая состоит в том, чтобы установить возраст и особенности эволюции океанического бассейна, в котором могли сформироваться Алучинский и Громадненско-Вургувеемский офиолитовые комплексы.

В основу работы положен фактический материал, собранный автором в процессе полевых работ 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 рентгенофлюоресцентного 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 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.

Автор считает своим долгом выразить глубокую признательность заведующему лабораторией тектоники океанов и приокеанических зон Геологического института РАН С.Д. Соколову за постоянную поддержку и подпитку идеями, без которых работа над материалом, возможно, никогда бы не была завершена.

Под руководством С.А. 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 Г.Н. Савельевой за труд прочтения рукописи, обсуждения и замечания, которые позволили значительно ее улучшить.

На долю автора выпало большое профессиональное счастье работать в одном институте с корифеями геологии Северо-Востока Азии В.Г. Ганелиным, Г.Е. Некрасовым, С.А. Паланджаном, которым хочется выразить благодарность за постоянные беседы и консультации.

Неоценимую помощь во время написания работы оказали Г.В. Леднева и Б.А. Базылев.

Яркий след в жизни автора оставило общение с геологами Анюйского горно-геологического предприятия (г. Билибино) В.А. Шеховцовым†, С.П. Глотовым, О.А. Фурман, В.В. Мартинсом, В. Загоскиным совместно с которыми проходили полевые работы на Западной Чукотке.

Тщательную проверку и редактирование всей рукописи провела М.В. Лучицкая.

Выражаю признательность администрации и сотрудникам Института геологических наук НАН Украины за присланные фотографии А.Я. и В.Я. Радзивиллов.

Работа над монографией 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 В.А. Аристову, Г.Е. Бондаренко, Е.В. Ватрушкиной, К.Е. Дегтяреву, А.Н. Диденко, А. Ишиватару, С.М. Каткову, Р.А. Кравченко-Бережному†, Д.И. Кудрявцеву, А.Б. Кузмичеву, Н.Б. Кузнецову, В.Н. Кулешову, С.А. Куренкову†, М.Г. Леонову, М.В. Лучицкой, А.В. Моисееву, О.Л. Морозову, В.С. Оксману†, А.Б. Осипенко†, А.А. Пейве, И.И. Подгорному, Ю.Н. Разницину, С.В. Руженцеву†, М.В. Рыбо-раку†, А.В. Рязанцеву, А.А. Сабельниковой, А.А. Савельеву†, В.А. Симонову, С.Г. Сколотневу, М.И. Тучковой, А.В. Федорчуку, А.А. Федотовой, Е.В. Хаину, А.Э. Хисамутдиновой 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; Тектоника..., 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 комп-

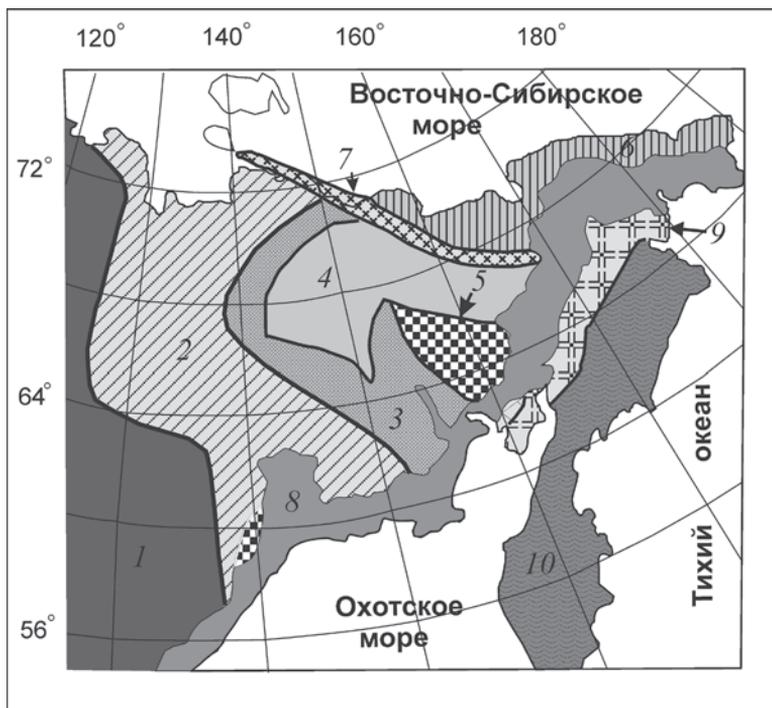


Рис. 1.1. Тектоническая схема северо-востока Азии, по (Соколов и др., 1999)

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

лексы. В отдельных структурах террейна палеозойско-мезозойские комплексы прорваны меловыми гранитоидами (Бондаренко, Лучицкая, 2002), а также силами и дайками субшелочных диабазов раннего триаса.

1.2. Геологическое строение района

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

1.2.1. Алазейско-Олойская складчатая зона

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

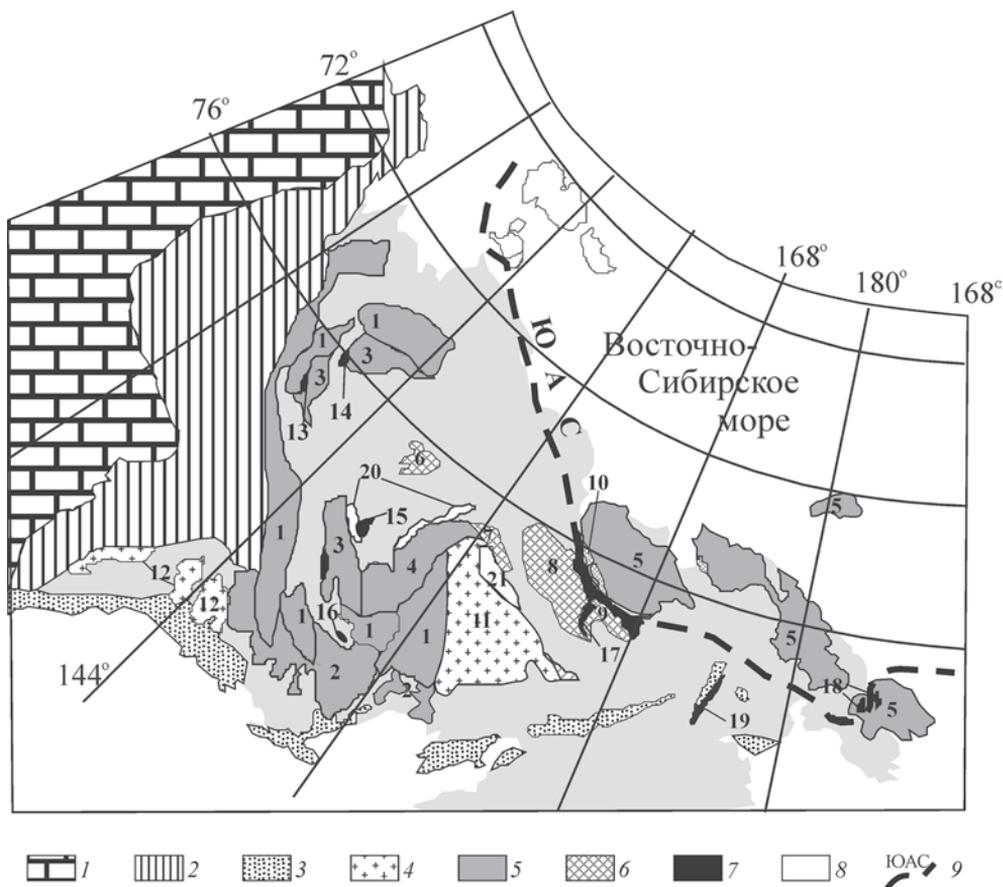


Рис. 1.2. Схема основных террейнов Верхояно-Чукотской складчатой области по (Nokleberg et al., 2000 с упрощениями)

1 – Восточно-сибирский кратон; 2 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 3 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 4 – кратонные террейны: 11 – Омолонский, 12 – Охотский; 5 – флишево-сланцевые (пассивных континентальных окраин) террейны: 1 – Кулар-Нерский, 2 – Вилига, 3 – Омулевский, 4 – Приколымский, 5 – Чукотский; 6 – островодужные террейны: 6 – Алазейский, 7 – Хетачанский, 8 – Олойский, 9 – Яракваамский, 10 – Нутесынский; 7 – океанические террейны: 13 – Мунилканский, 14 – Уядинский, 15 – Аргатасский, 16 – Дебинский, 17 – Алучинский, 18 – Вельмайский, 19 – Пекульнейский; 8 – турбидитовые террейны: 20 – Рассохинский, 21 – Березовский; 9 – Южно-Аноийская сutura

Алазейский террейн 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, андезитов-базальтов и пород кислого состава, океанические и островодужные метабаазальты, ассоциирующие с глаукофановыми сланцами, а также терригенные комплексы, представленные

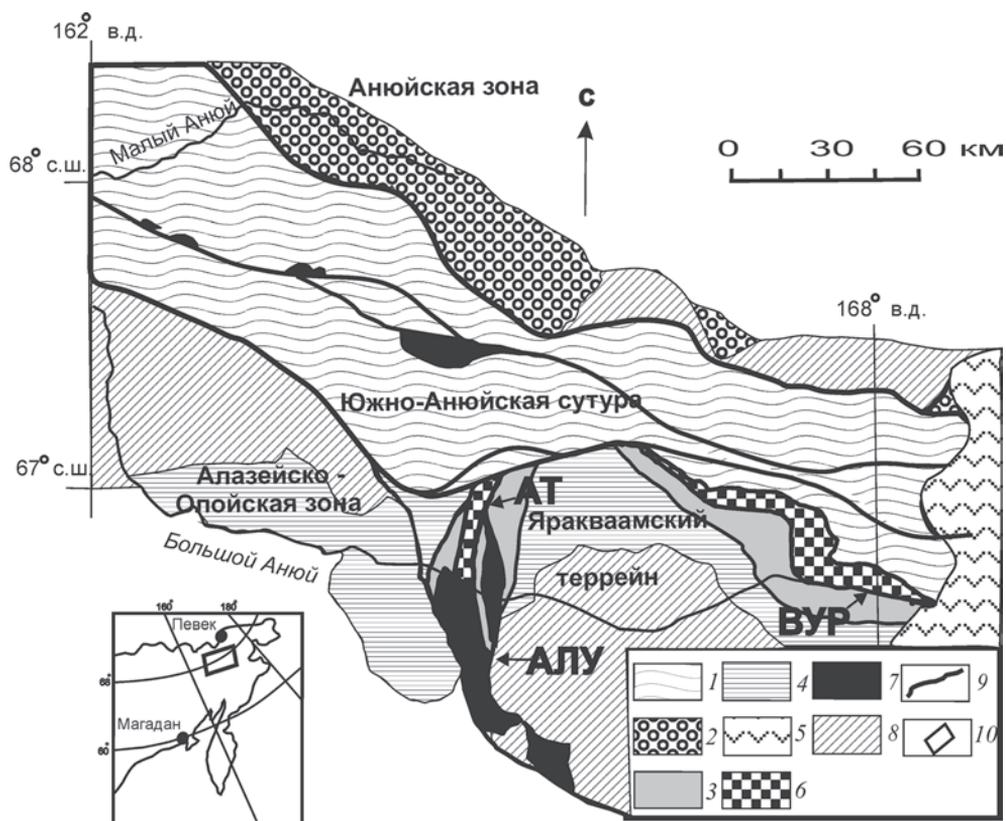


Рис. 1.3. Схема основных структурных элементов Южно-Ануйской сутуры и ее обрамления, по (Sokolov et al., 2002) с изменениями

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

чередованием граувакковых песчаников и туфогенных аргиллитов (рис. 1.4). Интрузивные образования представлены габбро-диоритами и офиолитовыми плагиогранитами (Тектоника..., 2001). Наблюдаются стратиграфические переделы, приуроченные к основанию среднего карбона, нижней и верхней перми. Выше с несогласием залегают верхнетриасовые–нижнеюрские образования вулканогенно-терригенные образования с горизонтами туфов пестрого состава. Фаунистические остатки палеозойского и мезозойского возраста имеют борельский облик характерный для органических остатков Верхояно-Колымской складчатой области (Бондаренко, 2004).

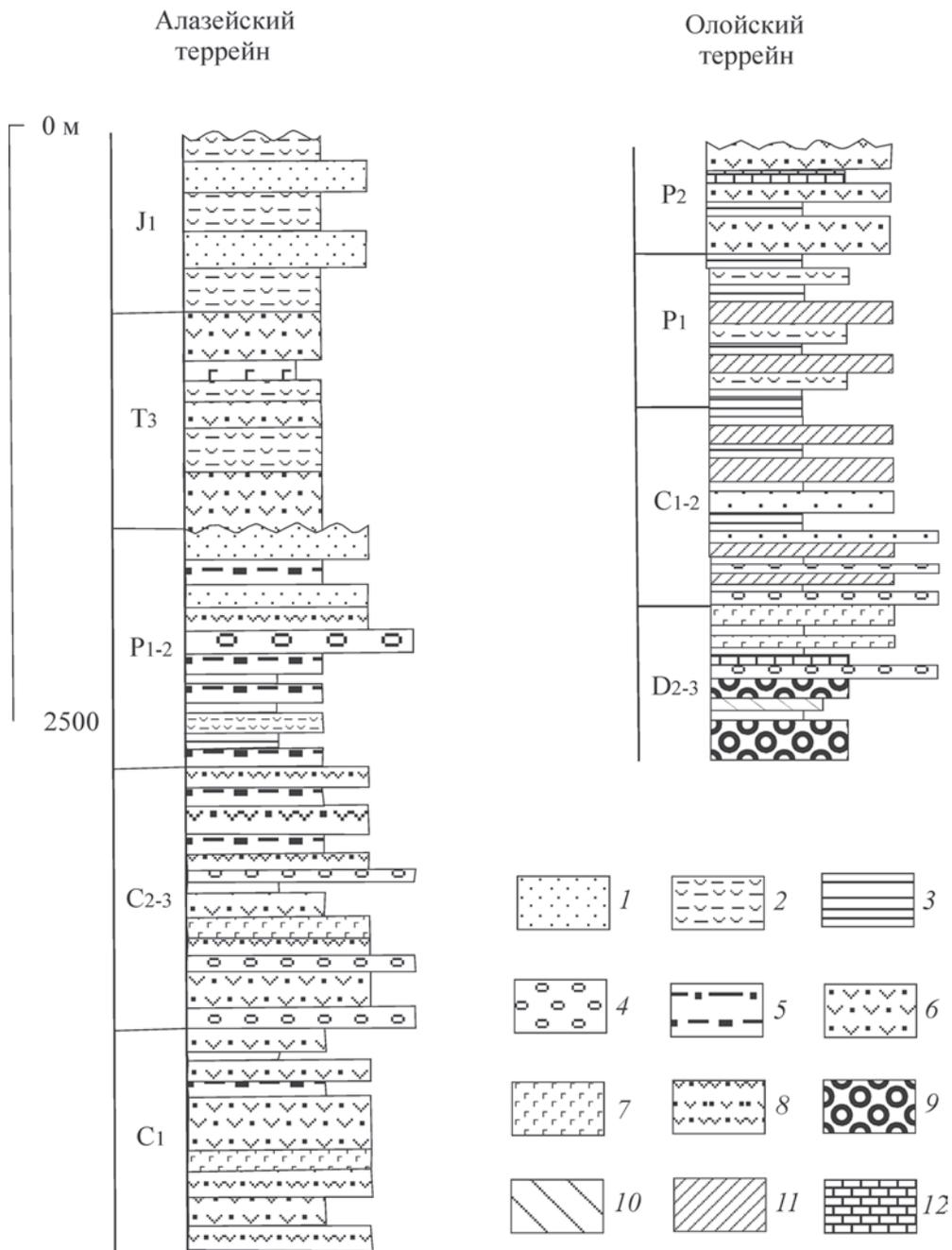


Рис. 1.4. Стратиграфические колонки Алазейского и Олойского островодужных террейн, по (Тектоника..., 2001)

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

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 (Тектоника..., 2001).

Согласно данным (Оксман, 2000) в девоне – ранней юре Алазейская энсиалическая островная дуга отделялась от Омuleвского кратонного террейна задуговым океаническим бассейном. В средней юре произошло приключение 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, Шульгина, 1991; Тектоника..., 2001) породы были образованы в условиях энсиалической островной дуги. Выше с размывом залегает толща терригенных пород среднекаменноугольного возраста, которые с размывом перекрываются ранне-позднепермскими терригенными отложениями – продуктами размыва островодужных построек (Тектоника..., 2001).

В составе Олойского террейна выделяется Хетачанский субтеррейн, который сложен терригенно-вулканогенными образованиями позднего триаса–ранней юры, образовавшихся в условиях энсиалической островной дуги (Натапов, Шульгина, 1991; Тектоника..., 2001).

Яракваамский террейн расположен к востоку от Олойского террейна и к югу от Южно-Анхойской 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-Вургувеемский 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-Вургувеемского массива (Бондаренко, 2004) и представлен отложениями двух толщ (Шеховцов, Глотов, 2000). Великинская толща сложена переслаивающимися лавами, лавобрекчиями, туфами базальтов, андезибазальтов, реже андезитов. В верхней части присутствуют туфы и лавы кислого состава. В яракваамской толще, перекрывающей великинскую, увеличивается количество кислых вулканитов и туфов.

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 фаунистиче-

Яракваамский субтеррейн



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

ческие находки свидетельствуют о позднепалеозойских возрастах (Шеховцов, Глотов, 2000). Общая мощность позднепалеозойских отложений составляет 1800–2400 м. Вулканиды всех трех толщ характеризуются сходными особенностями вещественного состава, которые свидетельствуют о формировании в обстановке энсиалической островной дуги (Шеховцов, Глотов, 2000).

Отложения мезозоя с несогласием залегают на палеозойских комплексах. В основании наблюдается прослой 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 верхнетриасовой (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 нижнеюрская подтолща. Она представлена граувакками, алевролитами с прослоями полимиктовых песчаников, туфопесчаников и конгломератов (звонкинская свита, 210–530 м) (Шеховцов, Глотов, 2000; Бондаренко, 2004).

Триасово-нижнеюрские 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 (каркасинская). В основании разреза присутствует пачка конгломератов, а в верхних частях – прослои 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 субэральными эффузивами кислого, среднего и основного состава с прослоями туфотерригенных отложений. Вулканы 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 толщи терригенный с прослоями туфогенных разностей, накопившихся в мелководно-морских условиях. Органические остатки представлены находками *Buchia*.

Айнахургинская свита апт-раннеальбского возраста (1500–2750 м) представлена терригенными отложениями, распространенными в центральной части Яракваамского террейна, и слагает нижнюю часть Айнахургинской 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 Айнахургинской депрессии залегает комплекс континентальных эффузивов (1300–1900 м) позднеальбского возраста. Вулканы комплекса сопоставляются с эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Шеховцов, Глотов, 2000).

Также в Айнахургинской 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-Аньюйским 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 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. 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 Мезопацфики (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 (Радзивилл, Радзивилл, 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 Пенвельвеевского 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-Вургувеевского массива расположены круто падающие на север пластины выполненные породами южно-гремучинского комплекса. Комплекс состоит из пиллоу-базальтов, в отдельных случаях с прослоями кремнистых и карбо-

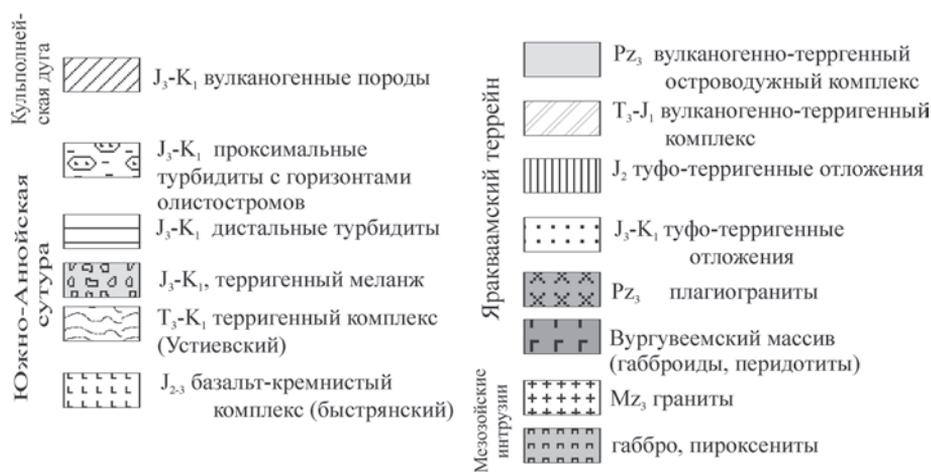
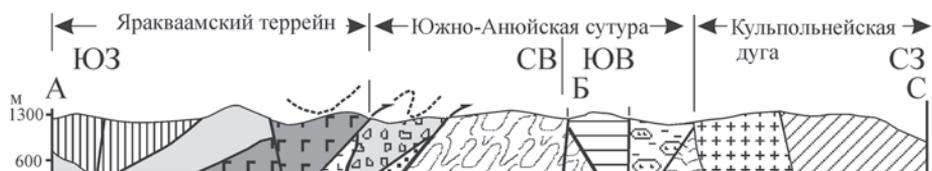
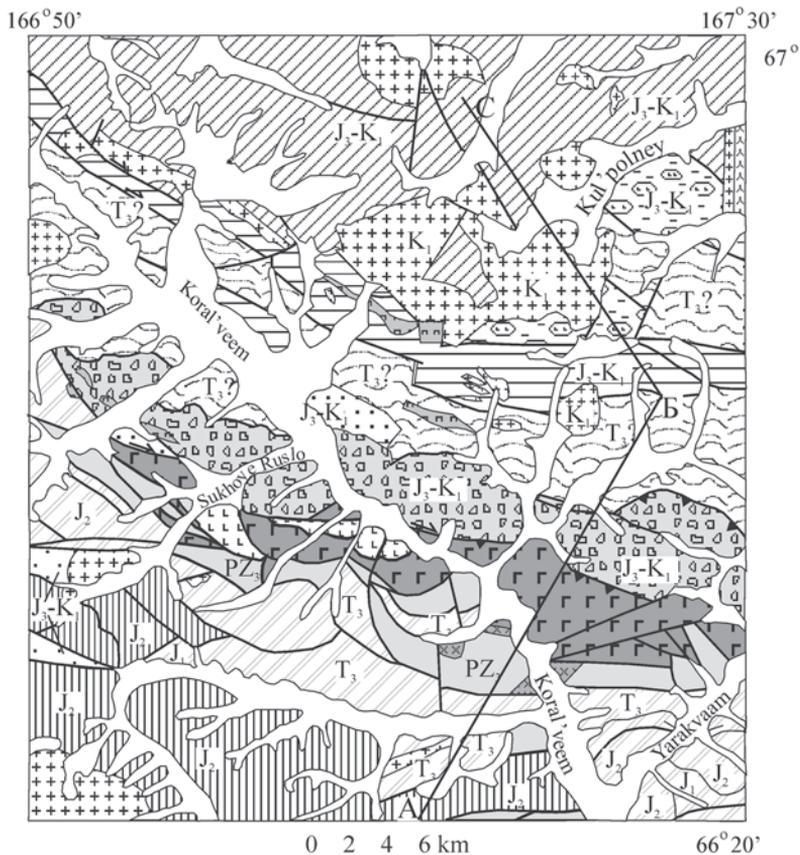


Рис. 1.6. Геологическая схема Стадухинского сегмента, по (Шеховцов, Глотов, 2001), с изменениями



натных 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).

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, сходных с породами Громадненско-Вургувеевского 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 пирокластическая. 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 – кораньвеевский комплекс (Бондаренко, 2004). Среди них присутствуют пиллоу-лавы, массивные миндалекаменные базальты, андезидациты, а также их субвулканические и пирокластические разности. Присутствуют про-

слои туфов, туфосилицитов и кремнисто-глинистых пород. Вулканиды 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 эфузивов 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 Нуте-сыннской 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).

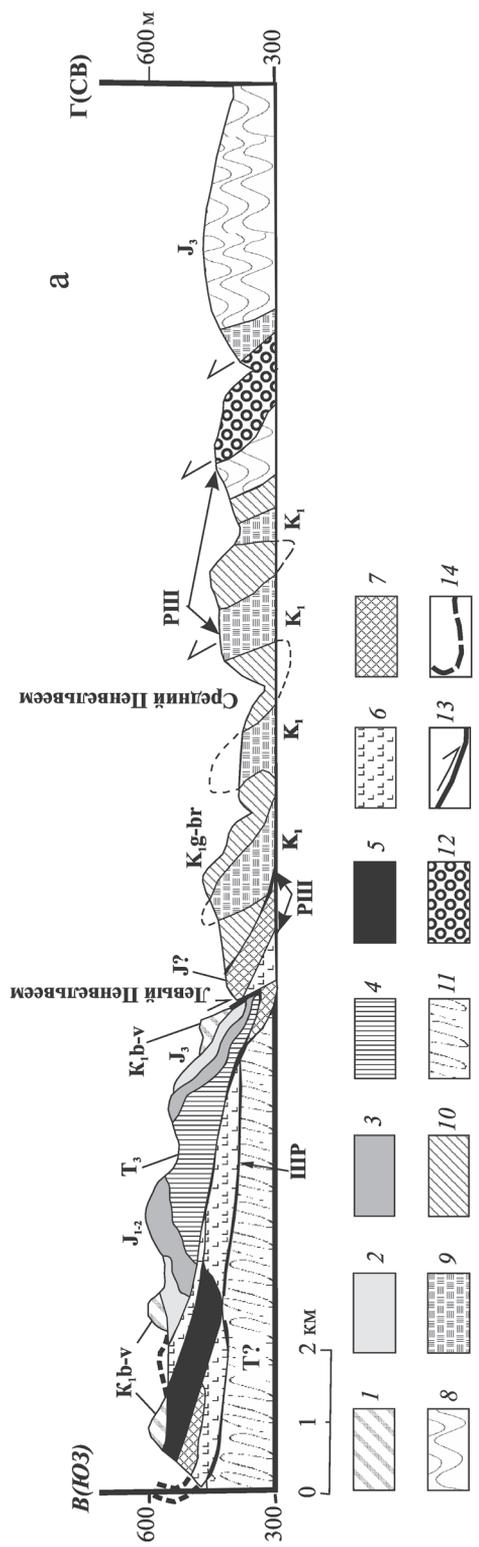
Таким образом, анализ распространения породных комплексов в пределах Стадухинского сегмента ЮАС позволяет установить в южной части наличие комплексов океанического бассейна, а в северной – латеральный ряд структур позднемезозойской энсиматической островной дуги. Ее вулканическая зона сменялась к югу 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

→

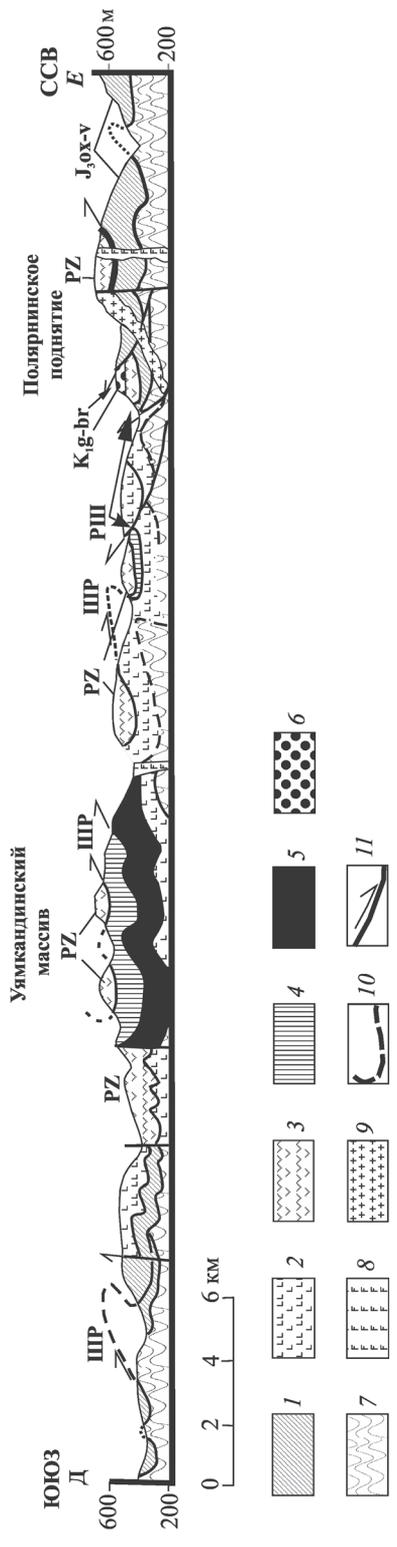
Рис. 1.7. Схематические профили через: а – Пенвельвеемское поднятие, б – Поляринское поднятие, по (Соколов и др., 2001)

а – 1–4: мезозойские туфотерригенные островодужные комплексы Олойской зоны: 1 – берриас–валанжина, 2 – поздней юры, 3 – ранней–средней юры с конгломератами в основании, 4 – позднего триаса; 5 – габброиды и плагиограниты; 6 – базальт-кремнисто-терригенные комплексы Южно-Анхойской 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 с 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 готерива–баррема; 7 – триасовые турбидиты Анхойской 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



б



в меланже обломков пород Яракваамского террейна и Вургувеевских 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-Анхойской сутуры участвуют в строении покровных структур Полярнинского и Пенвельвеевского 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. 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. 1.7 б). 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. 1.7 а) верхняя часть аллохтона представляет собой антиформу, ядро которой сложено поздне триасовыми, а крылья юрско-валанжинскими вулканогенно-терригенными образованиями. По данным геолого-съёмочных 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 и др., 2001).

ГЛАВА 2

АЛУЧИНСКИЙ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

2.1. Геологическое строение

Геологическое строение Алучинского комплекса

Алучинский офиолитовый комплекс локализован на границе Южно-Ануйской сутуры и Олойского, Яракваамского террейнов Алозейско-Олойской зоны. В современной структуре породы комплекса обнажаются на правом и левом берегах р. Бол. Ануй 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 Бол. Анюя (Правобережный сектор); 2 – выходы перидотитов на левом берегу Бол. Анюя, от побережья Бол. Анюя 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. 2.3 а) представляет собой узкую (около 2 км шириной и 10 км по протяженности) полосу серпентинитового меланжа, в матриксе 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.

Сектор р. Антипиха является самым крупным и наиболее сложно построенным фрагментом Алучинского массива. В этом секторе выходы пород мас-

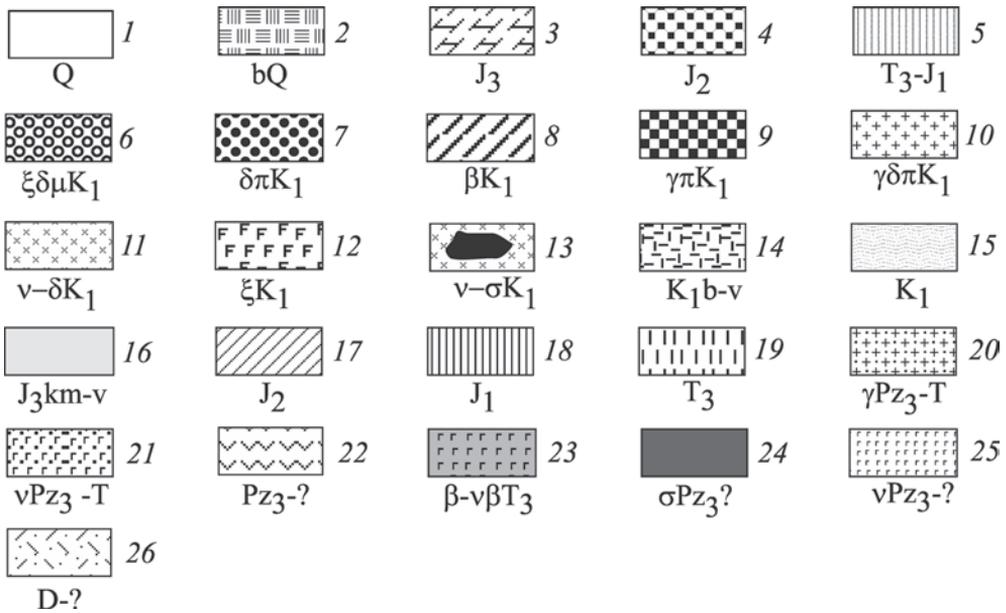


Рис. 2.1. Геологическая схема строения северо-западной части Яраквамского террейна. Составил Морозов О.Л. с использованием фондовых материалов

1 – четвертичные отложения; 2 – четвертичные базальты; 3–5 – комплексы Южно-Анхойской сутурной зоны; 3 – верхнеюрские полимиктовые терригенные и туфотерригенные отложения, 4 – среднеюрские терригенные отложения: песчаники, алевролиты, аргиллиты, 5 – поздне триасовые-раннеюрские (?) разнофациальные терригенные отложения; 6–26 – комплексы Яраквамского террейна (Алазейско-Олойская складчатая система): 6–13 – егдзгычский раннемеловой комплекс: 6–10 – субвулканические тела: 6 – монцодиоритов, сиенитов, 7 – диоритовых порфириров, 8 – диабазов, 9 – гранит-порфириров, 10 – гранодиорит-порфириров; 11 – габброиды, габбродиориты, монцитоны, 12 – сиениты, 13 – зональные интрузии габброидов; монцитонов, 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 – поздне триасовые 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 – поздне триасовый 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

сива протягиваются на расстояние около 20 км, образуя в плане большой раздвиг, достигающий 10 км в междуречье рек Агнауталла и Хивавчан (рис. 2.4). В строении сектора участвуют несколько пластин надвинутых друг на друга с востока на запад (рис. 2.5 а, б). Две крайние восточные пластины – Хивавчан-

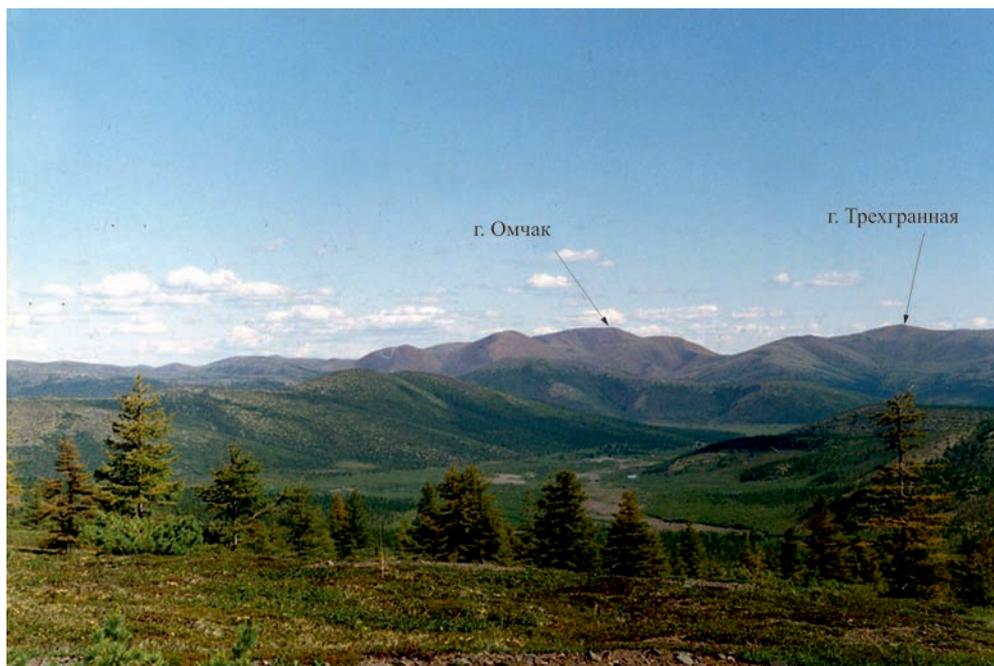


Рис. 2.2 а. Вид с запада на центральную часть Алучинского массива. Сектор г. Омчак и г. Трехгранная

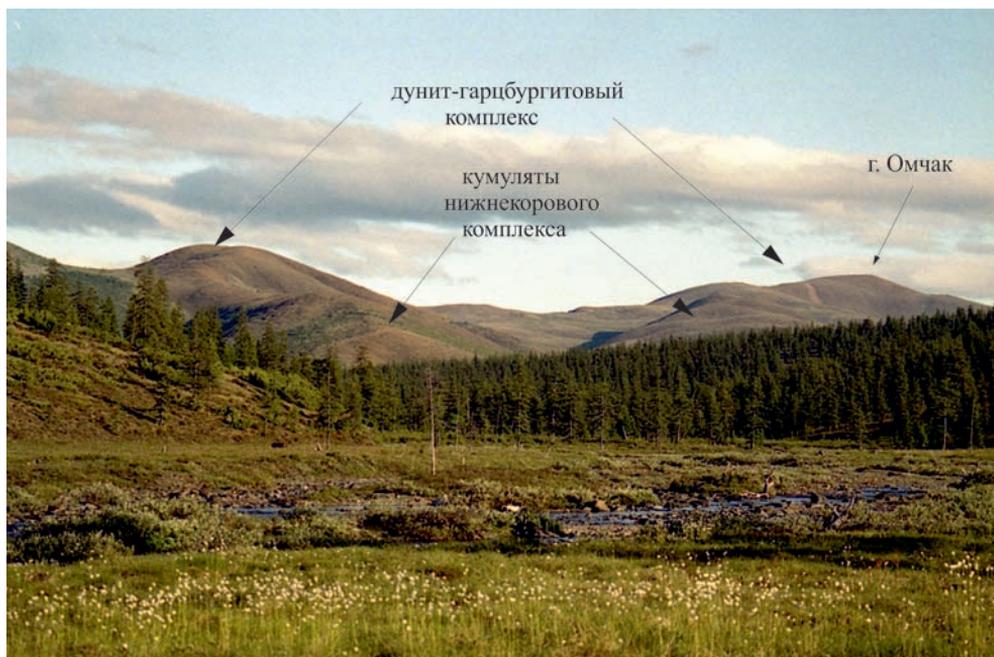


Рис. 2.2 б. Вид с юга (руч. Хивавчан) на гору Омчак



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



Рис. 2.3 б. Восточные отроги сектора р. Антипиха



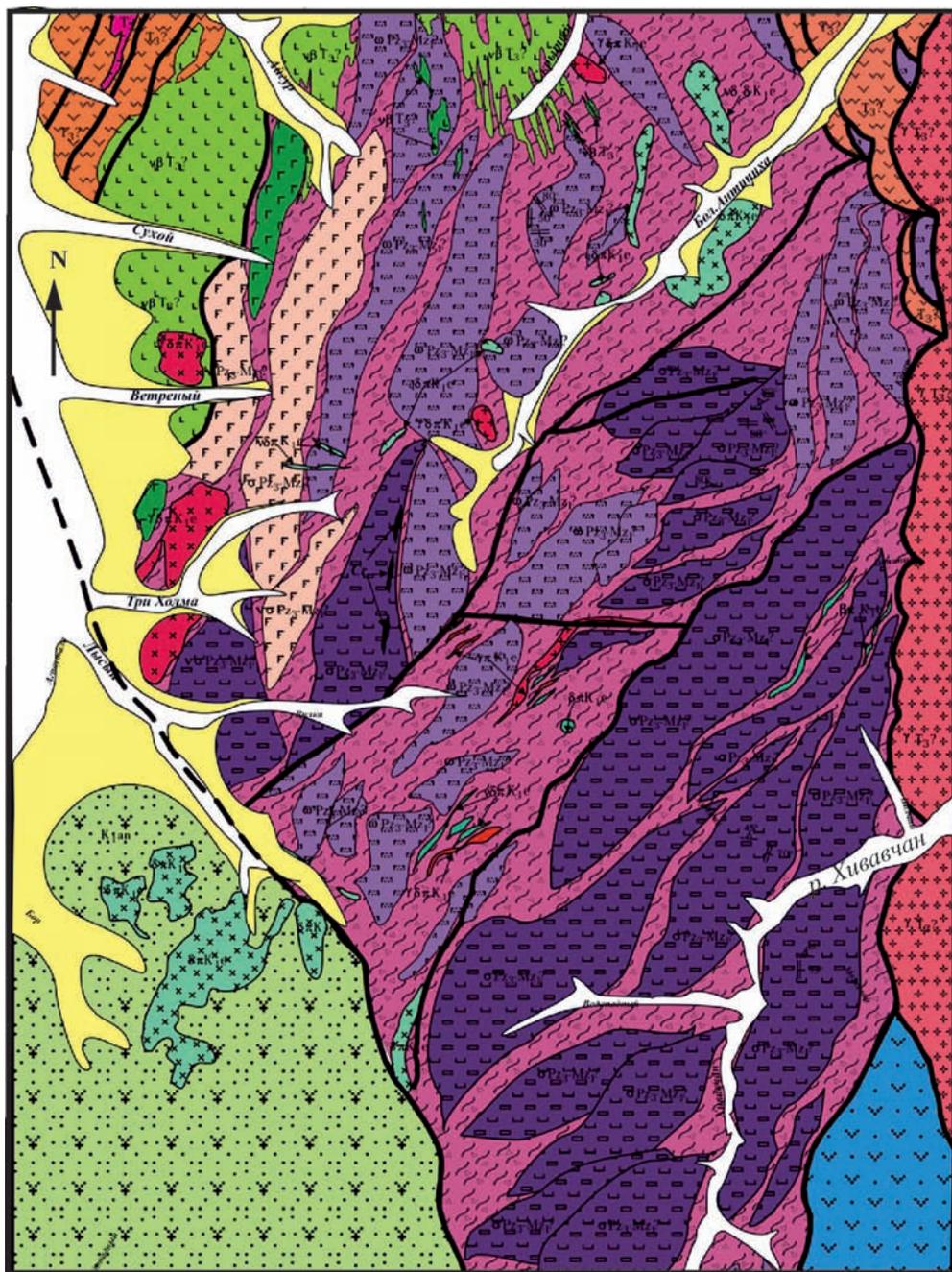
Рис. 2.4. Центральная часть Алучинского массива. Сектор реки Антипи́ха. Левобережье р. Большой Анюй, междуречье рек Агнауталла и Хивавчан

ская и Антипихинская (рис. 2.3 б) 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.

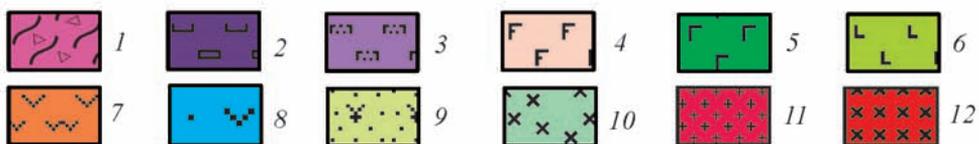
Пластины представляют собой серпентинитовый мономиктовый меланж, внутри которого сидят крупные блоки ультраосновных пород. Наиболее значительные выходы таких блоков Хивавчанской пластины расположены в верховьях руч. Хивавчан (г. Агнауталла) в том месте, где полоса выходов ультраосновных пород резко сужается к югу (рис. 2.4, 2.5). В центральной части Анти-

Рис. 2.5 а. 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, клинопироксены), 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



1 500 м



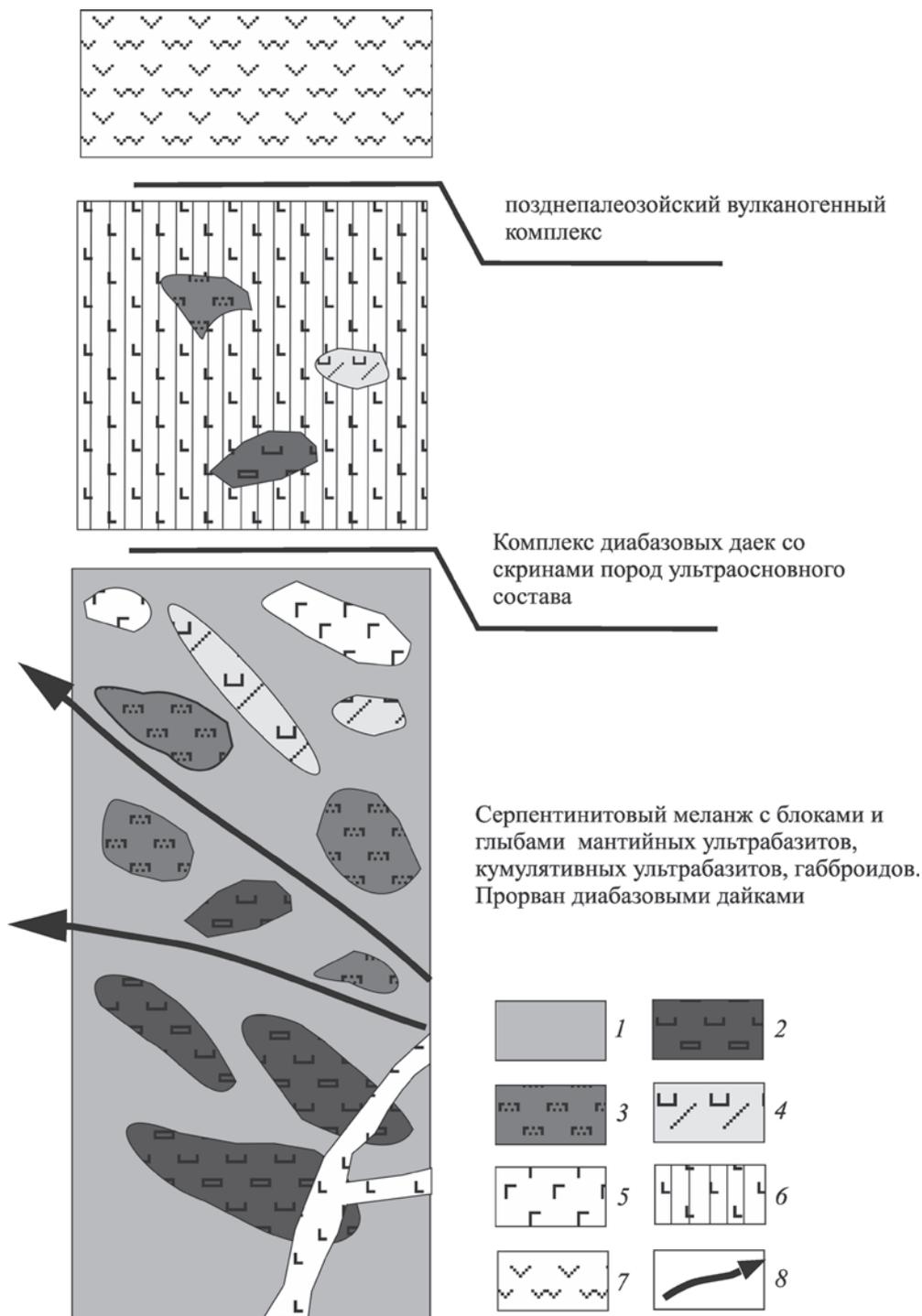


Рис. 2.5 б. Тектоно-стратиграфическая колонка Алучинского массива
 1 – серпентинитовый матрикс; 2 – гарцбургиты; 3 – дуниты; 4 – ультраосновные кумуляты; 5 – габброиды; 6 – диабазовые дайки; 7 – вулканиты основного состава; 8 – разломы

пихинской 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 колеблются от 0 до 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. 2.8 б). Очень редко встречаются глыбы дунитов, в которых зерна шпинелида группируются в тонкие единичные цепочки (рис. 2.8 а). 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. Антипах:

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.



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



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



Рис. 2.7 а. Полосчатое кумулятивное габбро, сектор р. Антипиха, верховья руч. Сухой

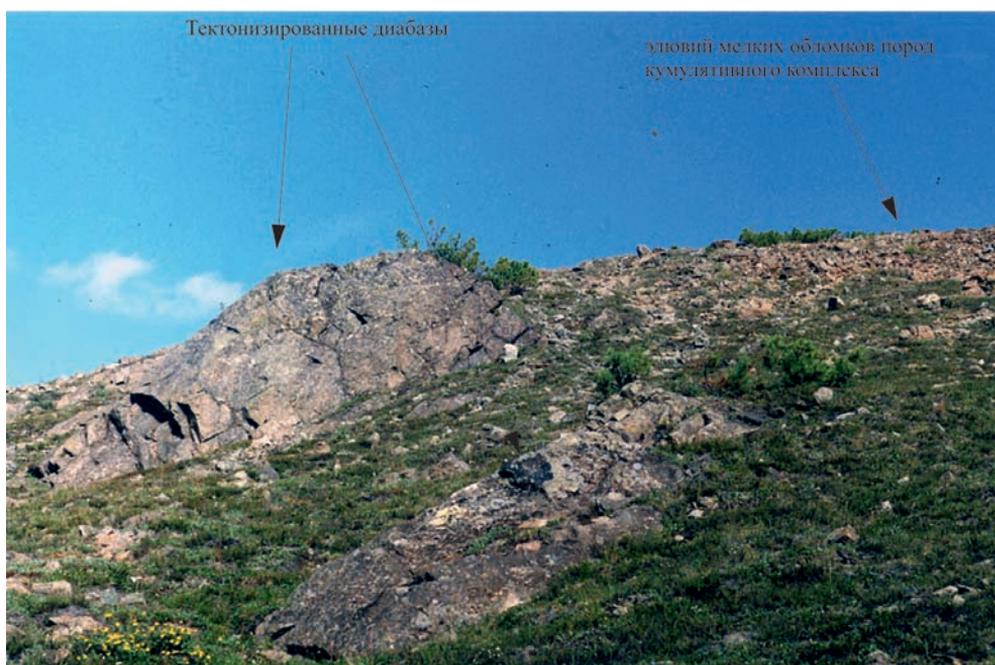


Рис. 2.7 б. Зона тектонического контакта ультрабазитов Алучинского массива и диабазов Атамановского массива, сектор р. Антипихи, истоки руч. Сухой



Рис. 2.8 а. Полосчатость хромшпинелида в дуните



Рис. 2.8 б. Рассеянная вкрапленность хромшпинелида в дуните

7. Зеленоватые серпентиниты с бороздами скольжения – 100 м.

8. Чередование коренных выходов серпентинитов мощностью 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.

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 простираению 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. 2.7 а). В истоковой части руч. Сухой развит полимиктовый серпентинитовый меланж, интенсивно наполненный мелкими до (30 см) включениями пород основного–ультраосновного состава, составляющими матрикс, в который погружены крупные глыбы брекчированных, катаклазированных сильно измененных диабазов (рис. 2.7 б). 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. 2.9 а) 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. 2.9 а). 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. 2.9 б) 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



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



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

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 и др., 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 шпинелевых серпентинитов и перидотитов. Плохая обнаженность в форме непрерывных делювиально-элювиальных 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, 1985). При этом была образована 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

Ar-Ar методом были продатированны два образца из Атамановского массива. 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% + pl – 60%) (рис. 2.10 в, г). Возраст плато (образец 4012-3, измеренный по валу) составляет

Таблица 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 к/з диабаз	Магматический амфибол	194.4 ± 11.5	226.6 ± 10.5	198.8 ± 34.7	Университет г. Фербенкс (США)
		–	220 ± 3.9	–	Стенфордский университет (США)
4011-7t диабаз	Валовый состав	246.3 ± 2.2	228.8 ± 2.1	220.4 ± 5.3	Университет г. Фербенкс (США)
<i>Кумулятивный комплекс (Алучинский массив)</i>					
4012-3 габбро	Валовый состав	258.5 ± 1.8	272.3 ± 1.7	191.6 ± 12.9	Университет г. Фербенкс (США)
4044 габбро	Плагиоклаз	266 ± 8	Два плато: 233 ± 11, 306 ± 11	–	ОИГТМ СО РАН, г. Новосибирск

272.3 ± 1.7 млн лет, 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.

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 возрастными.

Первая популяция представлена двумя зернами призматической удлиненной формы. Концентрация урана варьирует от 202 до 1089 г/т. 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 г/т. Средневзвешенный возраст, рассчитанный по пяти измерениям, составляет 280.3 ± 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 г/т. Для каждого из трех зерен возраста составили 1830 ± 22, 1835 ± 19, 2709 ± 16 млн лет (табл. 2.2). Древние докембрийские возраста цирко-

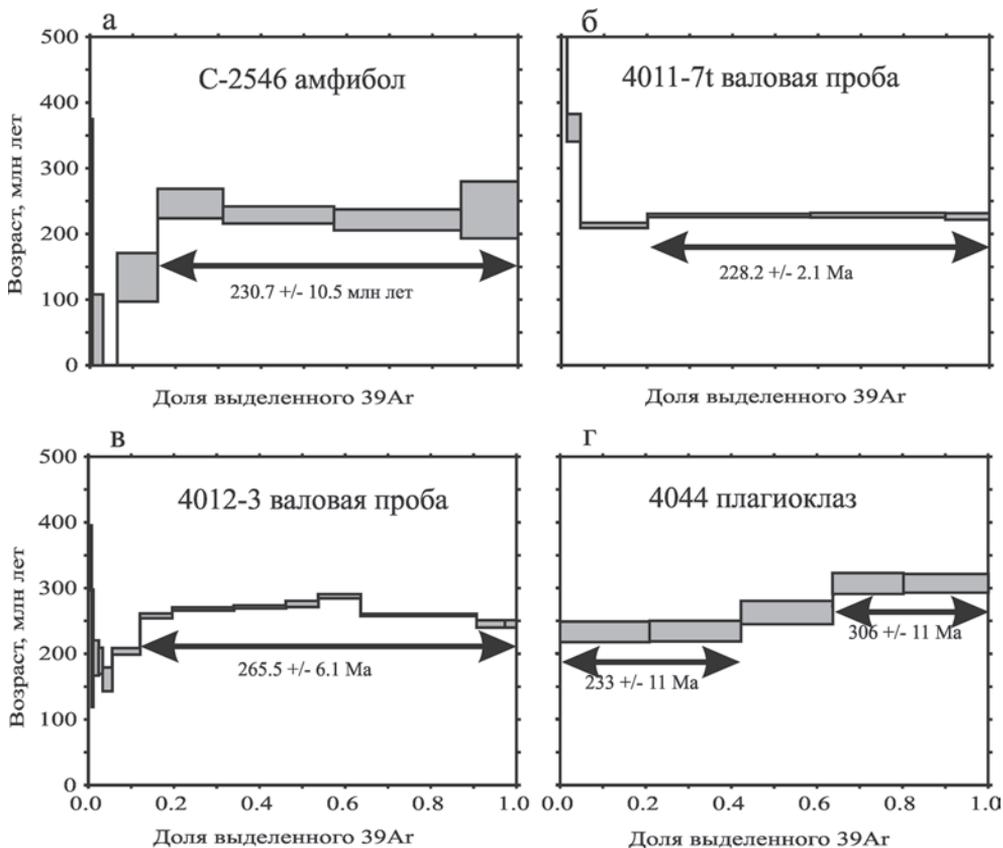


Рис. 2.10. Возрастные спектры ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) для образцов из Алучинского офиолитового комплекса

а – диабаз из дайковой серии Атамановского массива; б – диабаз из дайковой серии Алучинского массива ; в, г – полосчатое габбро из нижнекорового комплекса Алучинского массива

нов 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).

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.

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

№ точки	г/г U	г/г Th	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ млн. лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ млн. лет	% дискордантность	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	коэффициент корреляции
4044.5.2	1073	445	89 ±1.1	-	-	0.0435	12	0.084	12	0.01397	1.2	0.098
4044.4.2	202	98	90 ±2.6	-	-	0.06	33	0.117	33	0.01411	2.9	0.089
4044.5.1	1089	708	91 ±0.99	-	-	0.0473	7.7	0.093	7.8	0.01422	1.1	0.140
4044.4.1	336	189	91 ±2.0	-	-	0.058	22	0.113	22	0.01427	2.2	0.102
4044.7.2	377	764	273 ±3.3	-	-	0.052	11	0.310	11	0.04321	1.2	0.115
4044.7.1	196	285	278 ±4.0	-	-	0.0534	11	0.325	11	0.04413	1.5	0.138
4044.2.1	367	384	280 ±2.7	-	-	0.0522	5.8	0.319	5.8	0.04437	0.98	0.167
4044.2.2	571	743	283 ±2.3	-	-	0.0519	3.9	0.321	4	0.0448	0.83	0.210
4044.6.1	1120	566	283 ±2.4	-	-	0.0536	4.5	0.332	4.6	0.04485	0.87	0.187
4044.1.2	443	114	1794 ±10	1833±13	2	0.11202	0.72	4.957	0.98	0.3209	0.67	0.679
4044.1.1	402	129	1838 ±10	1824±23	-1	0.1115	1.3	5.070	1.4	0.3299	0.65	0.449
4044.3.1	471	252	2698 ±16	2712.5±8.4	1	0.18661	0.51	13.380	0.9	0.5198	0.74	0.823

Примечание. Все ошибки даны на уровне 1σ. Pb_c – обыкновенный свинец. Pb^* – радиогенный свинец. Общий свинец рассчитан на основании измеренного количества ^{204}Pb

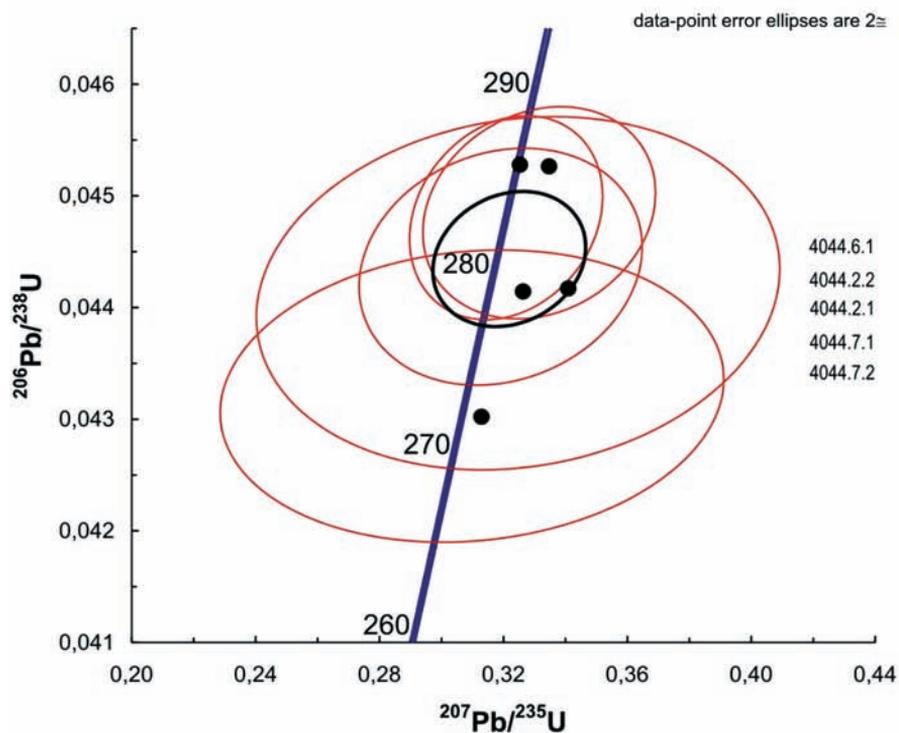
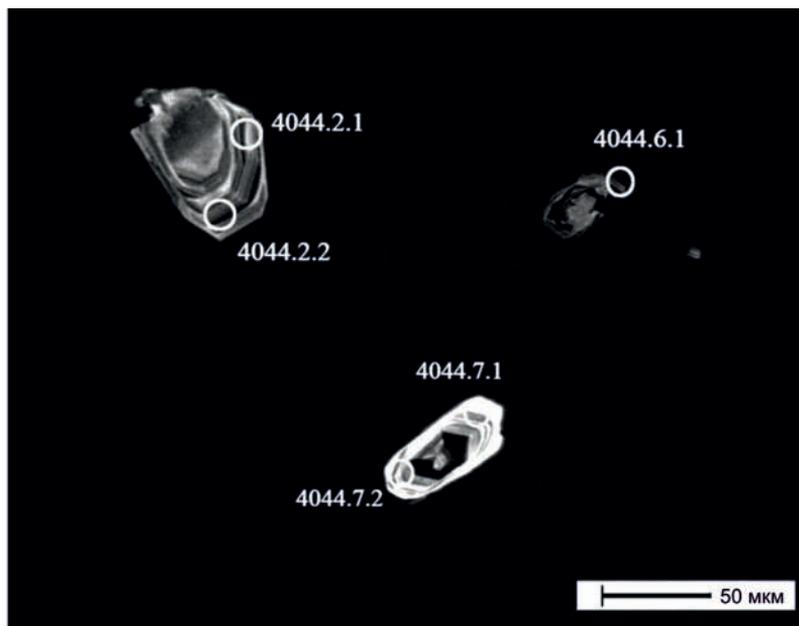


Рис. 2.11. Изображения второй популяции проанализированных кристаллов циркона в режиме катодолуминисценции и Pb/U изотопная диаграмма с конкордией для полученных значений

2.2. Вещественный состав пород и минералов

2.2.1. Реситовые 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 зернами (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 зерна 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 зерна ортопироксена и заполнение образовавшегося промежутка агре-

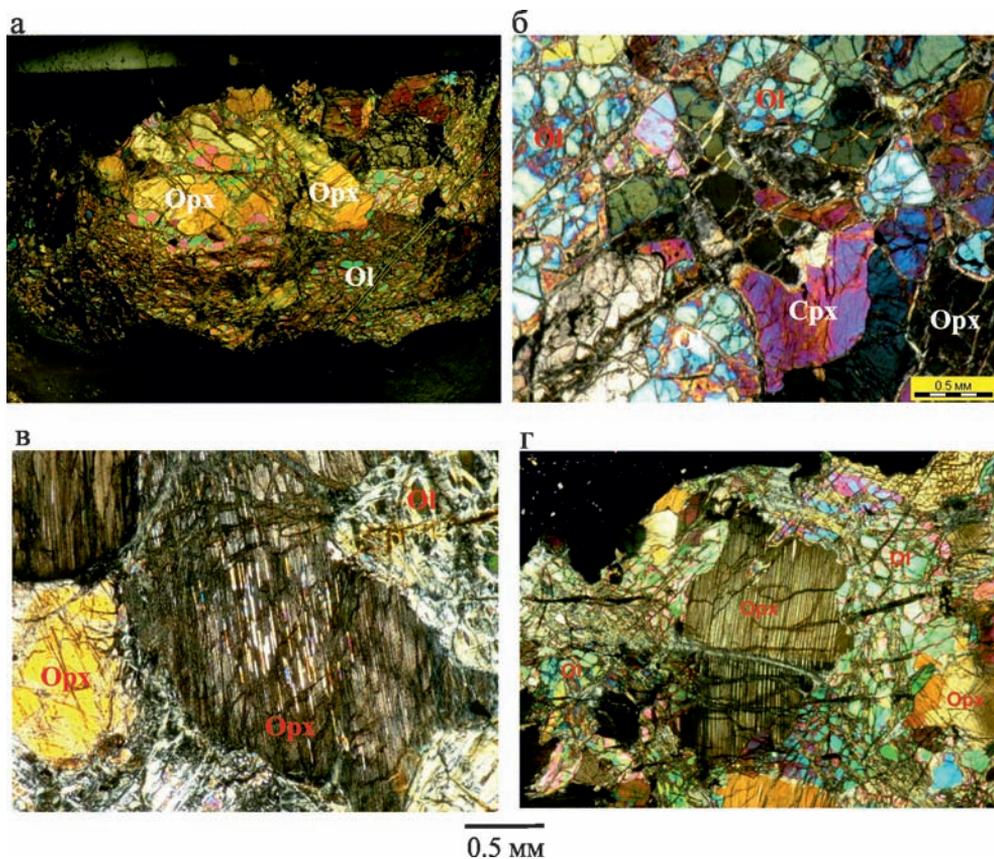


Рис. 2.12. Микроструктуры пород реситового дунит-гарцбургитового комплекса Алучинского массива

а – гарцбургит; б – клинопироксенсодержащий гарцбургит; в – ламелли клинопироксена в крупном зерне ортопироксена; г – излом спайности в зерне ортопироксена в гарцбургите

гатом зерен оливина. В сильно серпентинизированных образцах ортопироксен замещается баститом. Клинопироксен в лерцолите образует мелкие (не более 0.5 мм) ксеноморфные не измененные зерна на границе зерен оливина и ортопироксена, либо между зернами оливина (рис. 2.12 б). В клинопироксеносодержащих гарцбургитах он присутствует в количестве не более 5%, но чаще всего представлен единичными зернами. В отдельных случаях наблюдаются ламели клинопироксена в крупных зернах 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 зерна разнообразной формы и размеров. В большинстве случаев – это ксеноморфные амбовидные, либо изометричные каплевидные выделения от 0.1 до 0.3 мм, иногда встречаются зерна размером до 1 мм. Такие зерна, как правило, имеют светло-коричневый цвет, или черный цвет в краевых частях и бурый в центре. Кроме этого встречаются ксеноморфные черные зерна с резкими ограничениями.

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 серпентинизированные 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 гипидиоморфная 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 наблюдается 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 ламеллы клинопироксена в ортопироксене, иногда сегрегирующие в мелкие зерна размером 0.1–0.3 мм. Структура гипидиоморфная 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%).

Плагноклазовые верлиты. Количественное соотношение минералов значительно варьирует: оливин (30–80%), клинопироксен (10–60%), плагноклаз

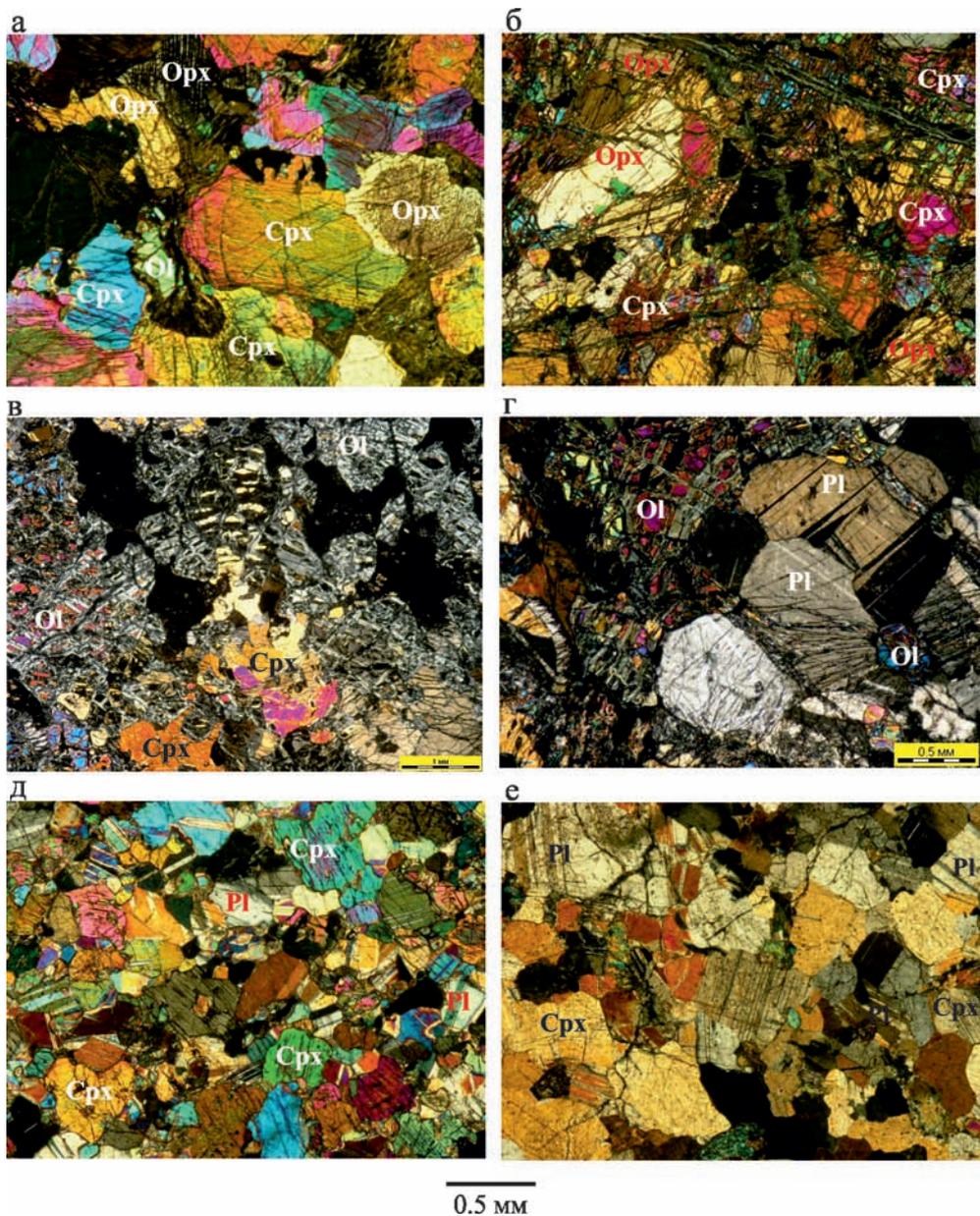


Рис. 2.13. Микроструктуры пород нижнекорового комплекса Алучинского массива
 а – оливиновый вебстерит; б – вебстерит; в – верлит; г – троктолит; д – оливиновое габбро;
 е – габбро

(10%). Оливин образует идиоморфные округлые зерна с хорошо выраженными ограничениями (1–3 мм). Клинопироксен и плагиоклаз образуют интеркуллюсные 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 соссюрит-серецитовыми агрегатами. Структура гипидиоморфная с элементами аллотриоморфной, неравномернозернистая.

Троктолиты, оливиновое габбро. Породы связаны между собой вариациями содержаний 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 соссюритизированными. 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 срастании с оливином. Структура аллотриоморфная с элементами гипидиоморфной, 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 таблитчатыми зернами плагиоклаза (0.5 мм): клинопироксен – с резкими угловатыми ограничениями (0.3–1 мм); оливин – бесформенные выделения (до 0.5 мм). Структура гипидиоморфная 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. 2.13 е). Местами, в пределах шлифа, наблюдаются агрегаты плотно сросшихся зерен неправильной формы с характерными извилистыми краями, представляющими собой агрегат необластов. Структура гипидиоморфная с элементами аллотриоморфной и гранобластовой, среднезернистая.

Химический состав минералов

Согласно данным (Базылев и др., 1993, 1999; 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 (солидусному) 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 также сравнить исследуемые офиолитовые перидотиты с хорошо изученными (эталонными) офиолитовыми комплексами. Применяемые методики детально описаны в работах (Dick, Bullen, 1984; Савельева, 1987; Савельева, 1987б; Базылев и др., 1993, 1999; Паланджан, 1992, и др.)

Детальное изучение метаморфических преобразований ультрабазитов Алуцинского 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 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 *P-T*-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 et al., 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. Антипи́ха, 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. Антипи́ха 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.%.

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

пп	1	2	3	4	5	6	7	8
Компо- нент	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
Компо- нент	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
Компо- нент	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 Антипиха; 8, 13, 14, 17–21 – правобережный сектор. n – количество точек анализа.

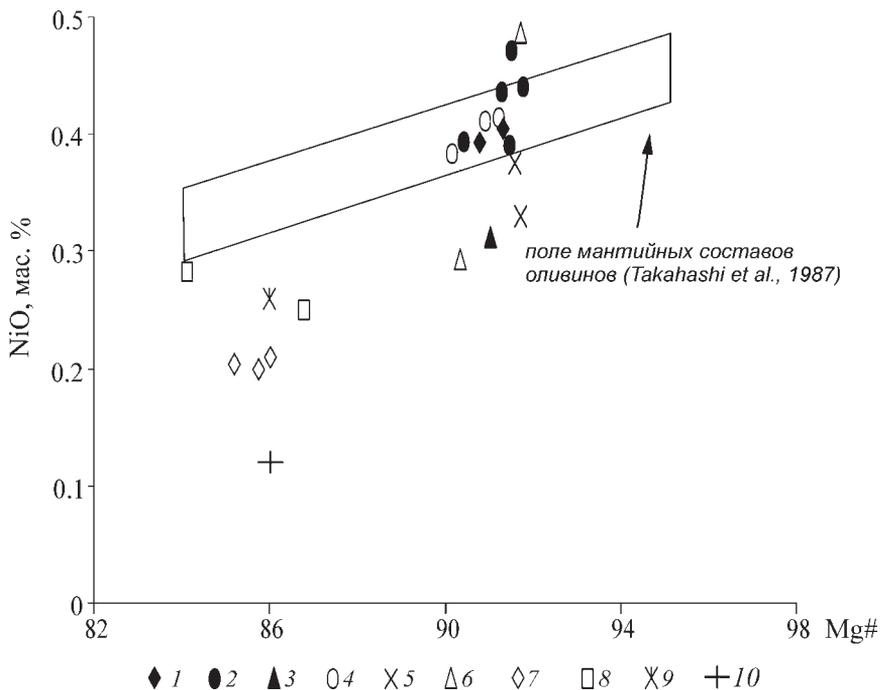


Рис. 2.14 а. Диаграмма зависимости содержаний NiO (мас.%) от магнезиальности в оливинах из ультраосновных пород Алучинского массива

1 – лерцолит (сектор р. Антипи́ха (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)

Шпинелиды из всех типов перидотитов характеризуются низкими содержаниями титана $TiO_2=0.02-0.05$ мас.%. При этом в образцах из сектора р. Антипи́хи наблюдается низкая или умеренная степень окисления железа $Fe^{3+}/(Al+Cr+Fe^{3+})=0.021-0.038$, 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 магнезия, а также с высокой степенью окисления железа $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)=0.37-0.63$.

Шпинелиды дунитов из сектора реки Антипи́хи (4036-5, 4009) характеризуются умеренной хромистостью ($Cr\#=0.37-0.49$), 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

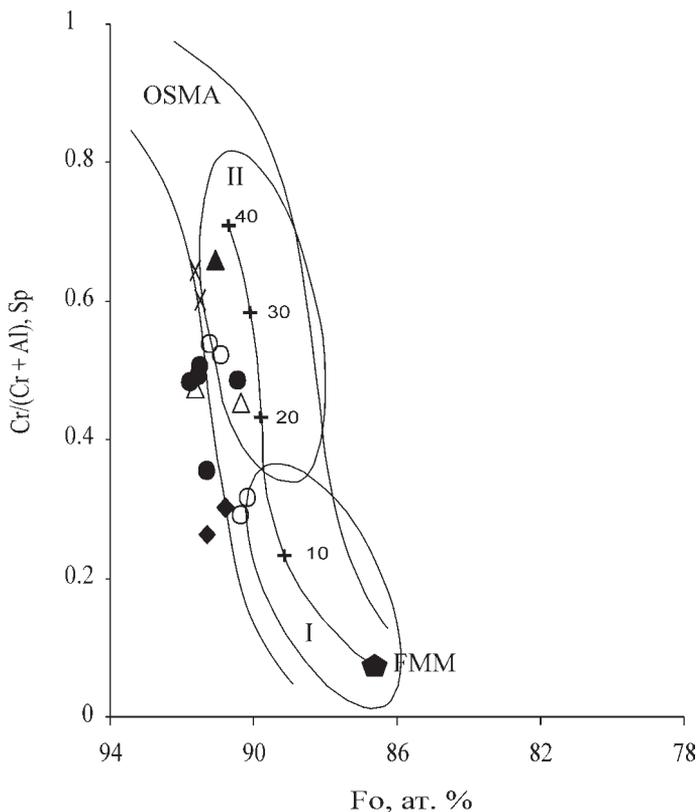


Рис. 2.14 б. Диаграмма зависимости хромистости шпинелида (Cr#) от магнезиальности оливина (Fo) в реститовых ультрабазитах Алучинского массива

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 FMM (Pearce et al., 2000). Остальные условные обозначения см. рис. 2.14 а

значением магнезиальности ($Mg\#=90.8-92.9$) сопоставимой с магнезиальностью сосуществующих оливинов, высокой концентрацией хрома ($Cr_2O_3=0.4-0.8$ мас.%) и низкой концентрацией титана ($TiO_2=0.01-0.02$ мас.%). Основные различия в составе ортопироксенов фиксируются только между группами пород. Так концентрация глинозема в клинопироксеновых гарцбургитах составляет ($Al_2O_3=1.33-2.38$ мас.%), в большинстве гарцбургитов $Al_2O_3=1.64-2.75$ мас.%. В образце гарцбургита (4011-4) содержания глинозема составляют $Al_2O_3=3.44-3.65$ мас.%, что сопоставимо с концентрациями в лерцолите (4018-2) $Al_2O_3=3.50-3.80$ 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).

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

пп	Компо- н	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 (патет)	FeO (патет)	Сумма	С#	Mg#	F
1	4018-2	2	0.04	0.03	23.27	43.79	15.42	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	10.35	0.10	0.18	0.26	8.59	19.84	100.58	0.489	0.482	0.10

Окончание таблицы 2.4

пп	Компо- н	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
24		3	0.05	0.26	33.76	27.41	26.04	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	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	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	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	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	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	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	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	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 – клинопироксеносодержащие гарцбургиты; 12-20 – шпинелевые гарцбургиты; 21-24 – дуниты; 25, 26 – оливинный вебстерит; 27 – вебстерит; 28-30 – верлиты; 31, 32 – клинопироксеносодержащий троктолит. 1-10, 14-18, 21-24, 31, 32 – сектор р. Антипиша; 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).

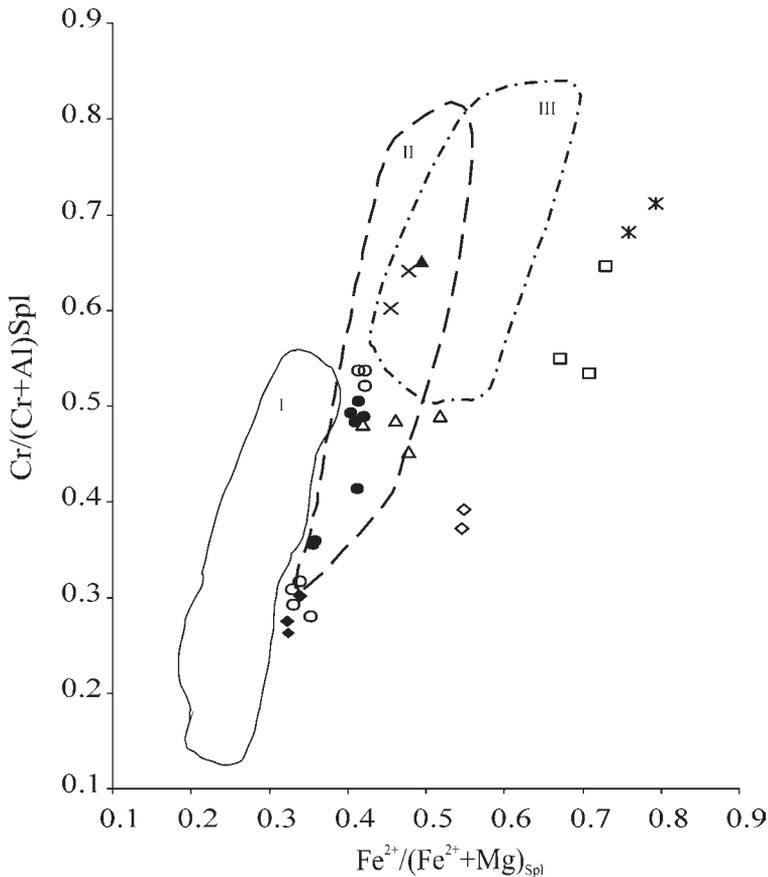


Рис. 2.15. Диаграмма зависимости величины хромистости от железистости для шпинелидов из ультрабазитов Алучинского массива (Базылев и др., 2001)

Поля: I – шпинелевые перидотиты COX (Dick, Bullen, 1984); II – надсубдукционные шпинелевые гарцбургиты, III – надсубдукционные шпинелевые дуниты (Ishii et al., 1992). Остальные условные обозначения см. рис. 2.14 а

В породах полосчатого комплекса ортопироксен присутствует только в вебстеритах правобережного сектора. По сравнению с ортопироксенами из реститовых пород в нем наблюдается пониженная магнезиальность ($Mg\# = 83.3 - 86.2$), пониженные концентрации хрома ($Cr_2O_3 = 0.23 - 0.39$ мас.%), и повышенные концентрации титана ($TiO_2 = 0.07 - 0.09$ мас.%), марганца ($Mn = 0.19 - 0.26$ мас.%) и железа ($FeO = 9.08 - 10.94$ мас.%). Концентрация глинозема сопоставима с концентрацией этого элемента в реститовых ультрабазитах ($Al_2O_3 = 1.6 - 1.76$ мас.%).

Клинопироксен (табл. 2.6).

Мантийные перидотиты

В шпинелевых гарцбургитах и образце лерцолита крупные зерна клинопироксена представлены диопсидом ($En_{48-53} Wo_{38-44} Fs_{3-9}$) (рис. 2.17). Для

Таблица 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. Антипах; 12, 22–24 – Правобережный сектор. n – количество точек анализа

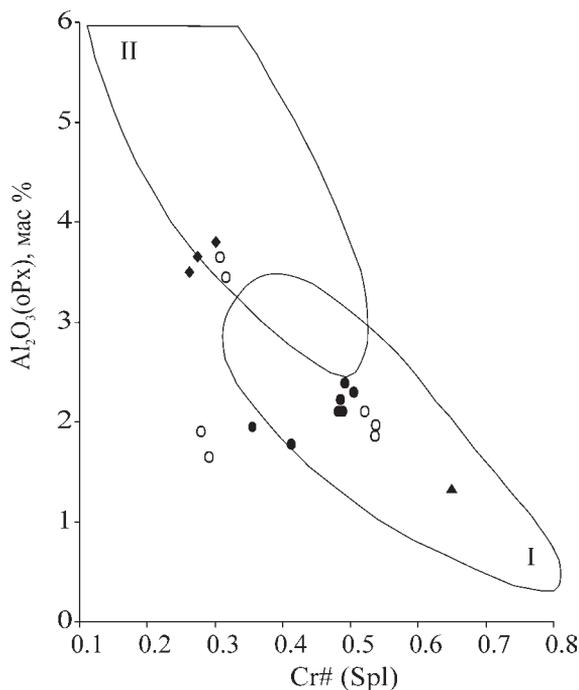


Рис. 2.16. Диаграмма зависимости глиноземности ортопироксена от хромистости сосуществующего хромшпинелида в реститовых ультрабазитах Алучинского массива

Поля: I – супрасубдукционные мантийные перидотиты, II – абиссальные мантийные перидотиты по (Ishii et al., 1992). Остальные условные обозначения см. рис. 2.14 а

них характерны низкие концентрации с незначительными вариациями титана $TiO_2=0.02-0.08$ мас.%, хрома $Cr_2O_3=0.66-1.03$ мас.% и натрия $Na_2O=0.10-0.20$ мас.%. Наибольшие вариации наблюдаются в содержании глинозема $Al_2O_3=1.47-2.76$ мас.% и кальция $CaO=21.43-24.12$ 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 шпинелевых перидотитов океанической литосферы (рис. 2.18) (Базылев, 1993б; Kornprobst et al., 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.

Кумулятивный комплекс

Все проанализированные клинопироксены из кумулятивных пород относятся к группе диопсида ($En_{42-47}Wo_{39-43}Fs_{5-9}$) (рис. 2.17). Наибольшая магнезиальность наблюдается в пироксенах из ультраосновных кумулятов $Mg^{\#}=87.3-89.5$, 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

Таблица 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
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
SiO ₂	53.39	52.39	52.43	52.61	52.39	52.18	52.44	52.77
TiO ₂	0.2	0.15	0.19	0.21	0.20	0.21	0.26	0.25
Cr ₂ O ₃	0.32	0.65	0.47	0.98	1.05	0.99	0.61	0.66
Al ₂ O ₃	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
Na ₂ O	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
SiO ₂	52.72	52.65	52.59	52.72	52.50	52.68	52.55	52.60
TiO ₂	0.23	0.38	0.33	0.22	0.25	0.20	0.28	0.21
Cr ₂ O ₃	0.59	0.42	0.44	0.41	0.20	0.16	0.19	0.21
Al ₂ O ₃	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
Na ₂ O	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⁺+Fe²⁺)



Рис. 2.17. Классификационная диаграмма для пироксенов (Poldervaart, Hess, 1951)

Клинопироксены из: 1 – клинопироксенсодержащих гарцбургитов, 2 – кумулятивных перидотитов, 3 – плагиоклазовых перидотитов и габбро; ортопироксены из: 4 – реститовых перидотитов, 5 – вебстеритов.

$\text{TiO}_2=0.15$ 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. 2.20 а). Исключение составляют клинопироксены из габбро (4012-6), которые при сопоставимой титанистости имеют более высокие значения магнезиальности.

Вариации глинозема колеблются в незначительном диапазоне $\text{Al}_2\text{O}_3=1.92\text{--}3.38$ мас.% и практически не изменяются с падением магнезиальности (рис. 2.20 б). Наибольшие концентрации кальция (до 24 мас.%) наблюдаются в клинопироксене вебстеритов. В остальных случаях содержания кальция находятся в пределах $\text{CaO}=21.7\text{--}22.2$ мас.%.

Концентрации хрома варьируют в широком диапазоне $\text{Cr}_2\text{O}_3=0.19\text{--}1.05$ мас.% и возрастают с увеличением магнезиальности (рис. 2.20 в). 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.

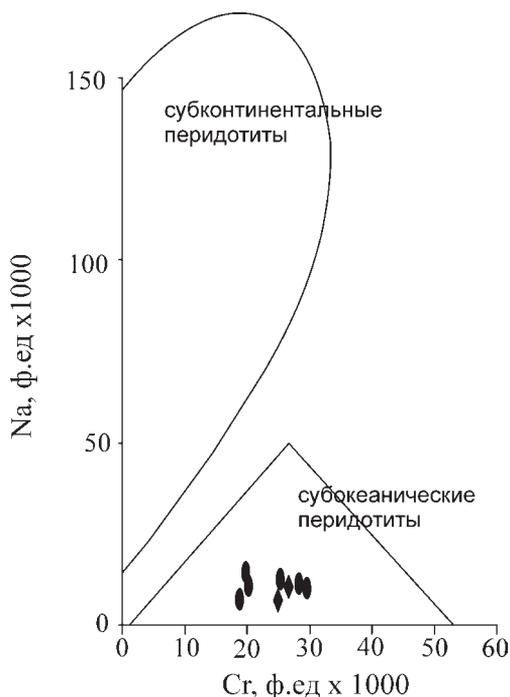


Рис. 2.18. Диаграмма зависимости концентрации Na от концентрации Cr (формульные единицы) для клинопироксенов из реститовых ультрамафитов Алучинского массива (Kornprobst et al., 1981). Условные обозначения см. рис. 2.14 а

Плагиоклаз (табл. 2.7)

Все изученные зерна плагиоклаза характеризуются высоким содержанием кальция. Наиболее основные плагиоклазы присутствуют в образцах оливнинового 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)

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/SiO_2 . 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 плагиоклазсодержащими перидотитами, троктолитами, оливниновыми габбро и габбро.

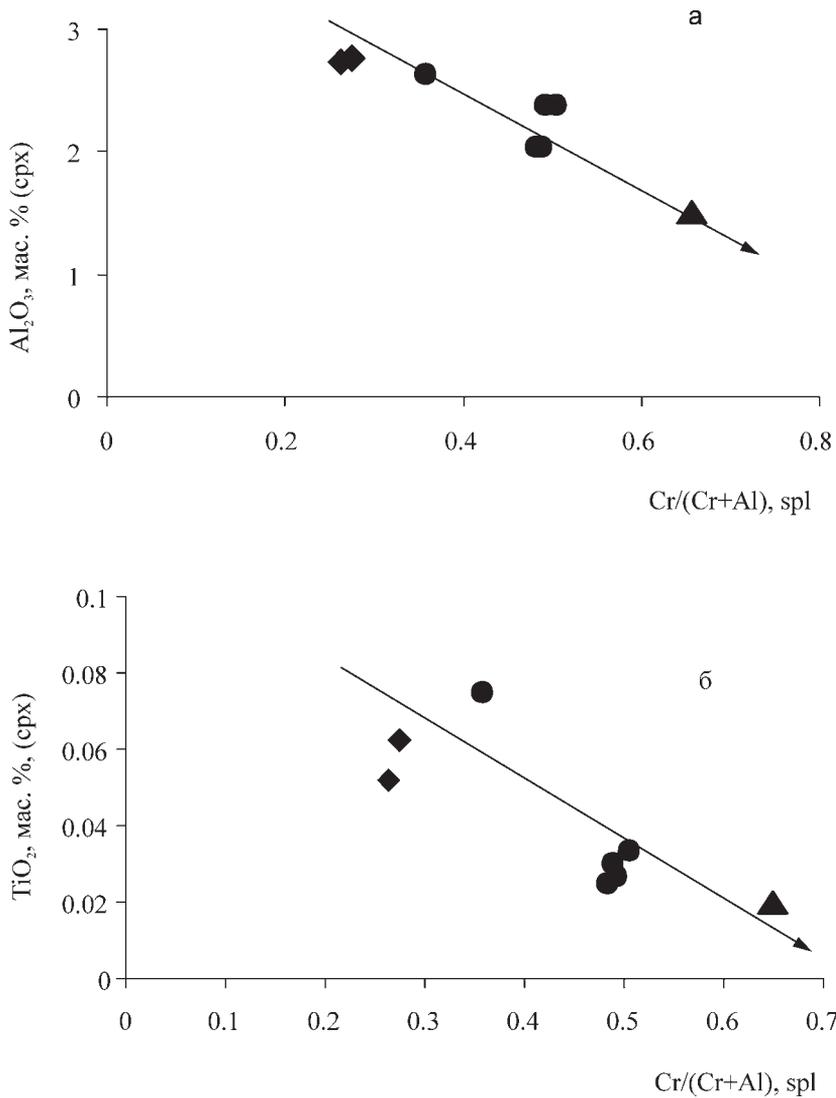


Рис. 2.19. Диаграммы зависимости содержаний Al₂O₃ (а) и TiO₂ (б) (мас.%) в клинопироксенах от величины хромистости сосуществующего шпинелида в мантийных ультрабазитах Алучинского массива

Стрелками обозначен тренд фракционного плавления, остальные условные обозначения см. на рис. 2.14 а

Мантийные ультрабазиты (табл. 2.8)

Мантийные породы характеризуются значительными вариациями потерь при прокаливании (п.п.п.) 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),

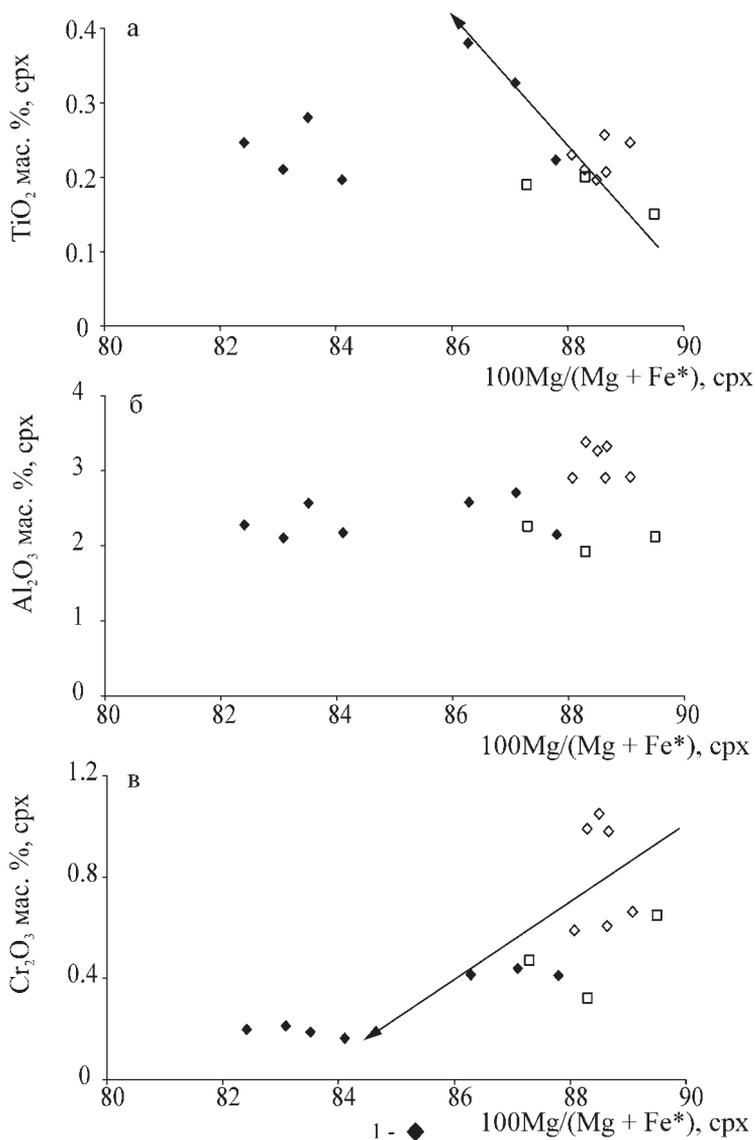


Рис. 2.20. Диаграммы зависимости содержаний TiO_2 (а), Al_2O_3 (б), Cr_2O_3 (в) (мас.%) от магниальности в клинопироксенах из кумулятивных пород Алучинского массива 1 – габбро; стрелкой обозначен тренд кристаллизационной дифференциации. Остальные условные обозначения см. рис. 2.14 а

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: $\text{FeO}/\text{SiO}_2=(0.170-0.202)$; $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=(0.0065-0.0119)$; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 2.0$. В противном

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

ПП	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Компо- нент	4009-3			4009-4			4044-2		4012-6		
n	3	3	3	1(кп)	1(ц)	2			1 (кп)	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. Антипи́ха

случае метаморфизм имел аллохимический характер, или перидотиты являются куммулятами. Практически все исследуемые образцы удовлетворяют этим условиям. В нескольких образцах, с очень высоким п.п.п., 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 магнезиальности Mg#=88.98–91.55 ультрабазиты соответствуют реститогенным породам офиолитовых комплексов (рис. 2.23 б).

Концентрации базальтоидных компонентов очень низкие. Наибольшие содержания кальция и глинозема наблюдаются в образце лерцолита (4018-2) CaO=1.88 мас.%; Al₂O₃=2.03 мас.%, в гарцбургитах они составляют CaO=0.1–0.9 мас.%; Al₂O₃=0.5–1.27 мас.%. Содержания титана составляют TiO₂=0.02–0.05 мас.%.

Очень низкие концентрации натрия наблюдаются в ультрабазитах сектора р. Антипи́ха Na₂O=0–0.02 мас.%, в гарцбургитах из Правобережного сектора эта величина несколько повышена Na₂O=0.1–0.52 мас.%.

Для всех базальтоидных компонентов (SiO₂, Al₂O₃, CaO, TiO₂, Na₂O) 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; Niú, 1997; Takazava et al., 2000; и др). Другие связывают его с реакционным взаимодействием перидотитов и мантийных расплавов (Kelemen et al., 1992).

Куммулятивные ультрабазиты (табл. 2.8)

Среди куммулятивных перидотитов для настоящей работы были отобраны верлиты, оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты, вебстериты, оливиновые вебстериты. Следует отметить, что все исследуемые образцы ку-

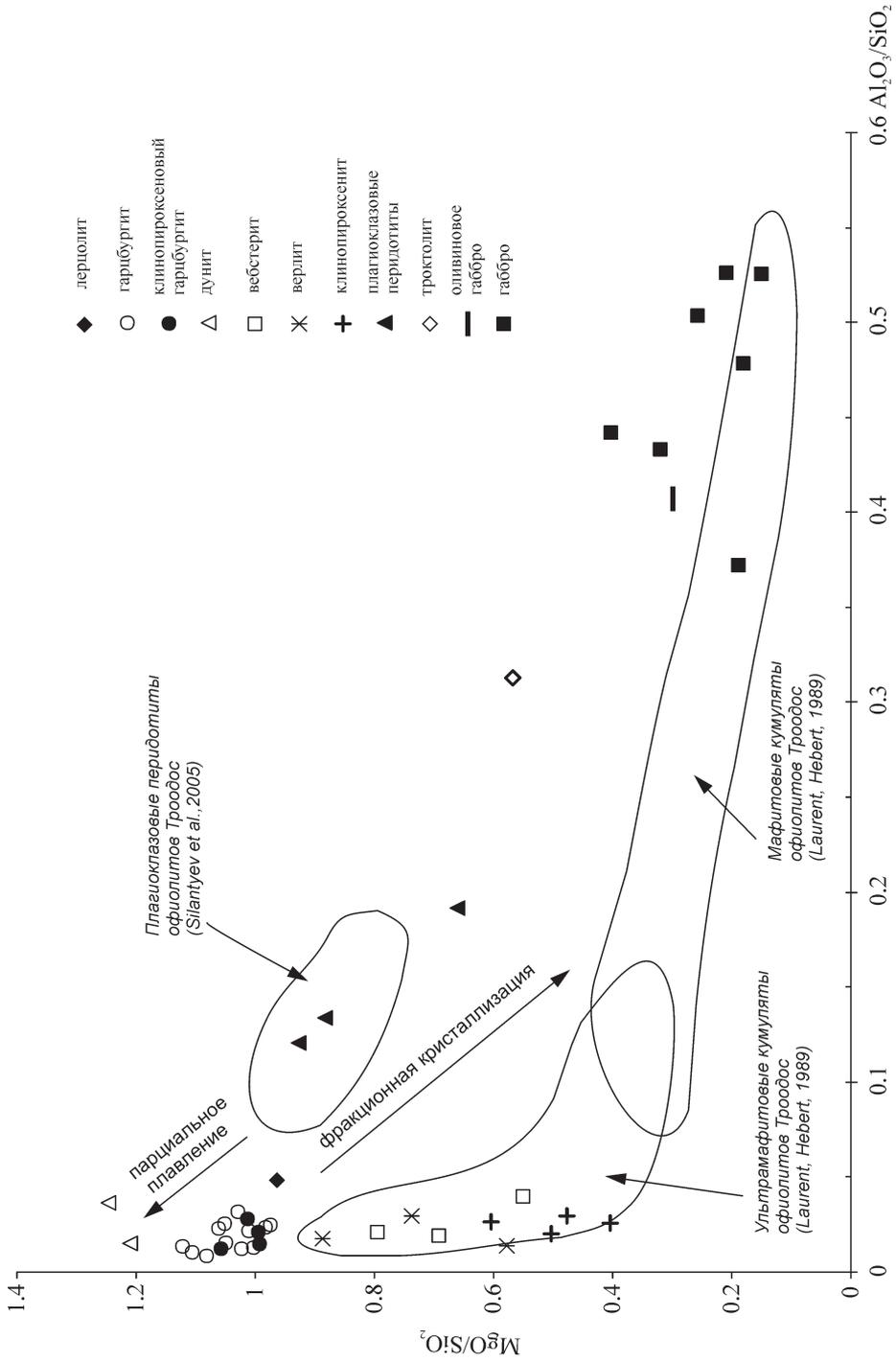


Рис. 2.21. Диаграмма зависимости величины MgO/SiO_2 от величины Al_2O_3/SiO_2 по (Silant'ev et al., 2005) с добавлениями, для пород мантийного и нижнекорового комплексов Алучинского оффиолитового массива

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

Компоненты	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

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
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
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	-

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
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	-
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	

Компоненты	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
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 проанализированы методом мокрой химии, для образцов 5, 15–17, 20, 22–29 методом XRF. Прочерк – элемент не определялся, н.о. – ниже предела обнаружения

мулятов 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.

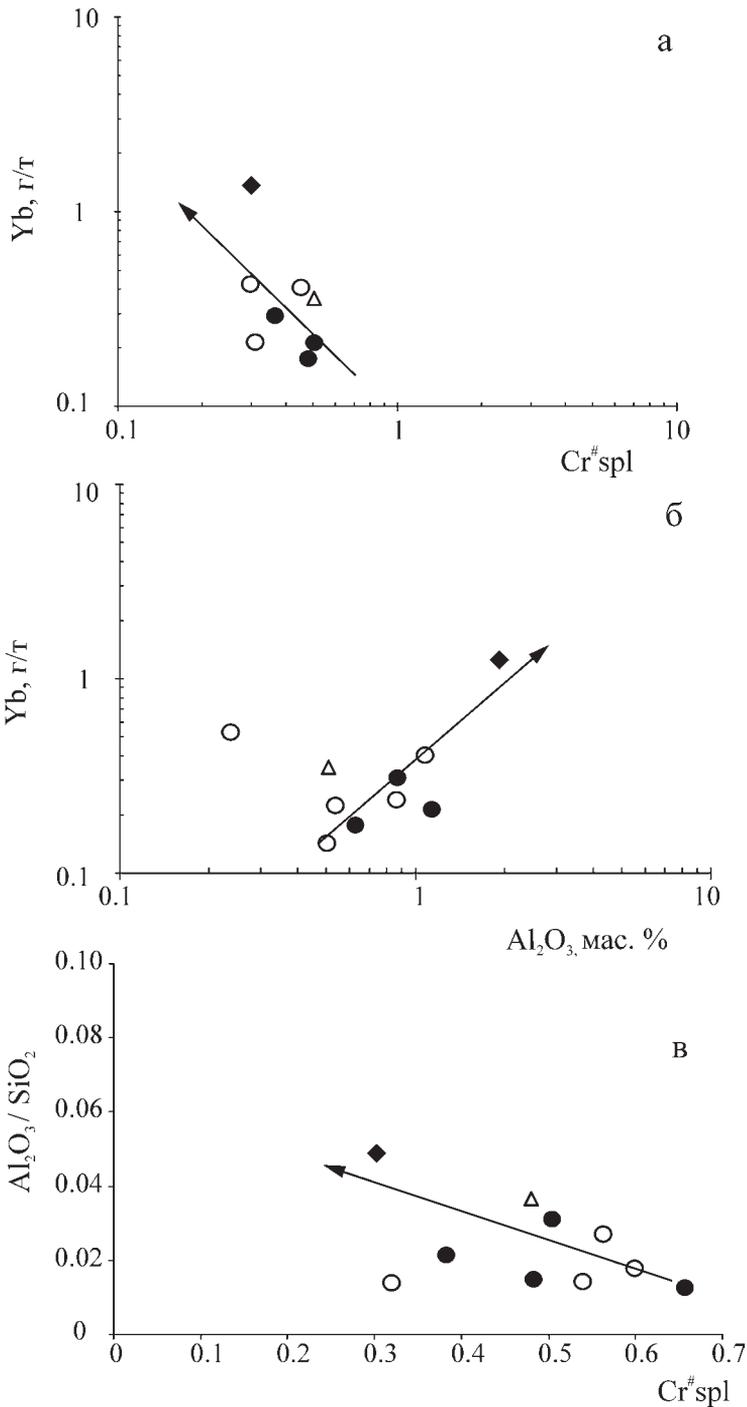


Рис. 2.22. Диаграмма зависимости $Yb-Cr^{#Spl}$ (а), $Yb-Al_2O_3$ (б), $Al_2O_3/SiO_2-r^{#Spl}$ (в) реститовых ультрабазитов Алучинского массива

Стрелкой обозначен тренд парциального плавления. Остальные условные обозначения см. рис. 2.14 а

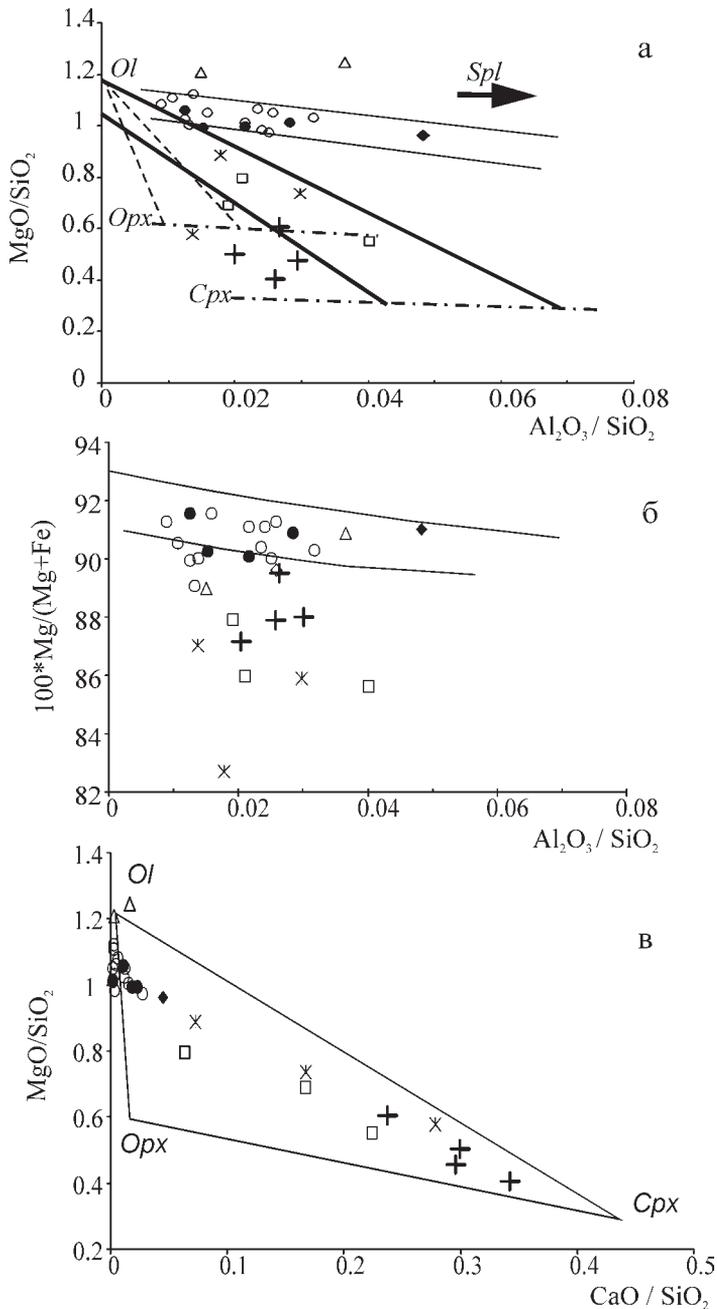


Рис. 2.23. Составы перидотитов Алучинского массива в координатах $Al_2O_3/SiO_2 - MgO/SiO_2$ (а), $Al_2O_3/SiO_2 - Mg^\#$ (б) и (в) – модальный минеральный состав перидотитов Алучинского массива (Базылев и др., 1999)

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 реститовых перидотитов из офиолитов. в – линиями соединены точки, близкие к средним составам оливина и пироксенов. Остальные условные обозначения см. рис. 2.21

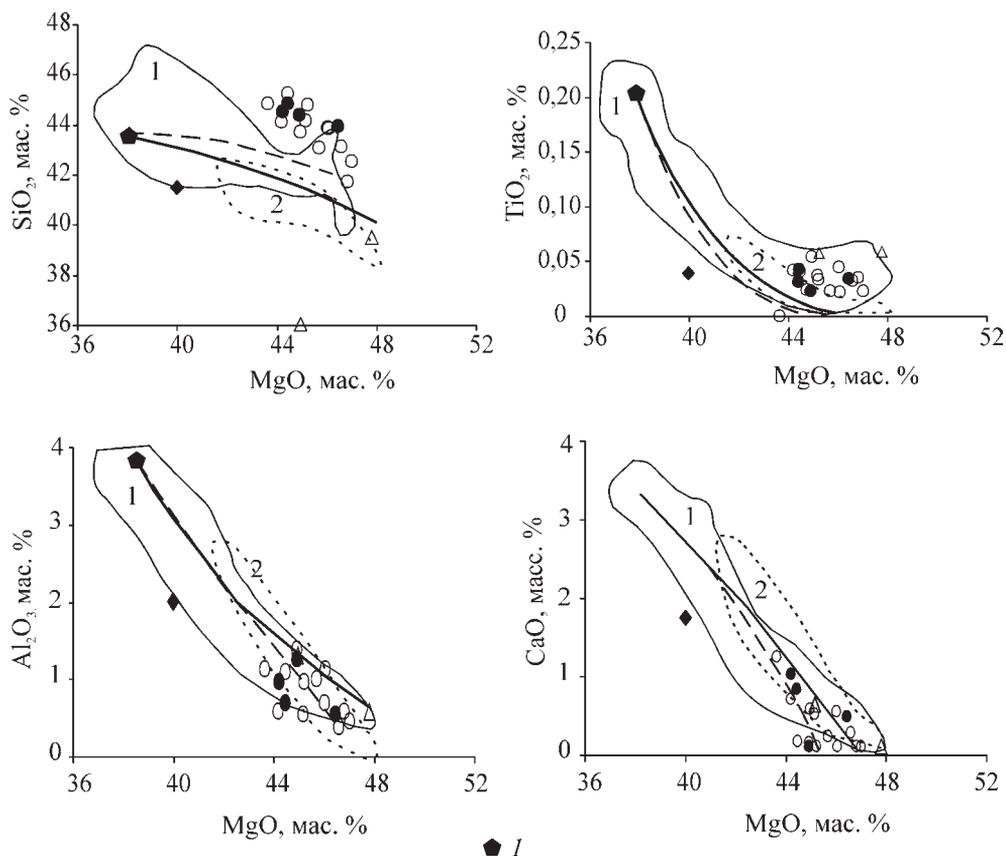


Рис. 2.24. Вариационные диаграммы зависимости SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO от MgO (мас.%) (Осипенко, Крылов, 2001) для реститовых перидотитов Алучинского массива

Поля: 1 – область супрасубдукционных перидотитов, по (Rampone 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). 1 – состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). Остальные условные обозначения см. рис. 2.21

Химический состав кумулятов определяется модальным количеством цветных минералов – оливина и пироксенов. На диаграмме зависимости CaO/SiO_2 – MgO/SiO_2 (рис. 2.23 в) ультраосновные кумуляты равномерно располагаются внутри треугольника Ol – Orx – Crx , в то время как мантийные ультрабазиты располагаются вдоль линии Ol – Orx и отличаются повышенным значением величины MgO/SiO_2 . Аналогичные закономерности отображаются на диаграмме зависимости $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ – MgO/SiO_2 (рис. 2.23 а). На диаграмму нанесены поля реститовых шпинелевых 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 клинопирок-

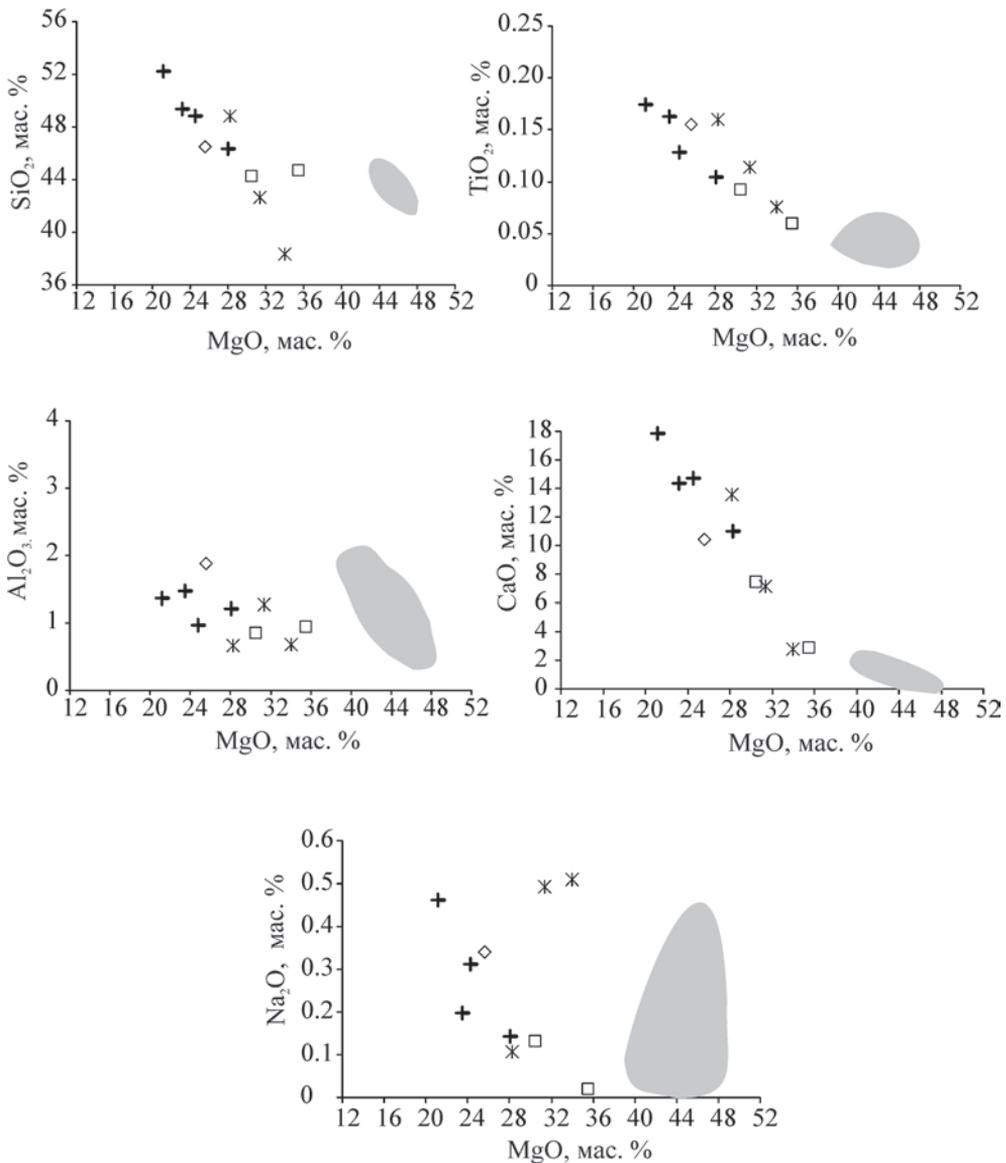


Рис. 2.25. Вариационные диаграммы зависимости SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O от MgO (мас.%) для ультраосновных пород нижнекорового комплекса Алучинского массива

Темным цветом показано поле реститовых перидотитов Алучинского массива. Условные обозначения на рис. 2.21

сенитов выходят за нижнюю границу этого поля, приближаясь к линии фракционирования клинопироксена.

Плагноклазовые перидотиты и габброиды (табл. 2.9)

Породы этой серии характеризуются очень низкими концентрациями тита-

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

Компоненты	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
п.п.п.	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

Ком- по- нен- ты	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
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 проанализированны методом мокрой химии, элементы-примеси – методом ISP-MS. Прочерк – элемент не определялся. $Mg\# = 100Mg^{+}/(Mg^{+}+Fe^{*})$

на $TiO_2 = 0.08–0.21$ 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.

Геохимическая характеристика пород

Мантйные ультрабазиты характеризуются различным характером распределения редкоземельных элементов (РЗЭ). Наибольшие суммарные концентрации наблюдаются в образце лерцолита (обр. 4018-2) $La+Sm+Yb = 0.59$ г/т. Линия спектра имеет почти прямолинейную форму близкую к хондритовой (рис. 2.27 а) с незначительным обеднением легкими РЗЭ относительно тяжелых $La/Yb = 0.67$, и одинаковыми концентрациями легких и средних РЗЭ $La/Sm = 1$. 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, $La_n/Sm_n = 0.98$, $Sm_n/Yb_n = 0.75$, $La_n/Yb_n = 0.73$ (рис. 2.27 а).

Спектры остальных образцов имеют U- или V-образные формы с различной степенью обогащения легкими и средними РЗЭ $La_n/Sm_n = 3.68–15.57$. Спектр U-образной формы (рис. 2.27 б) наблюдается в гарцбургитах из правобережного сектора (обр. ГАЛ – 1-5, ГАЛ – 1-11), для которых суммарные концентрации

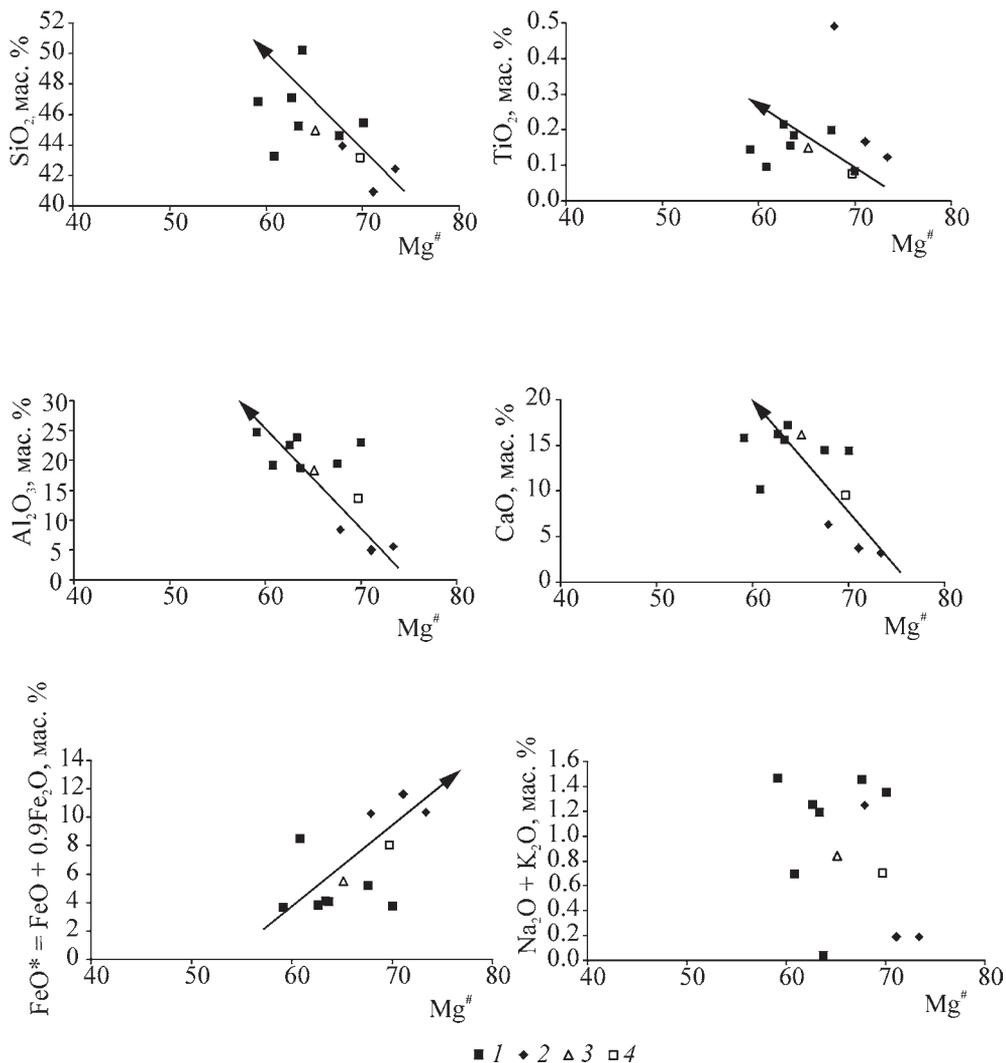


Рис. 2.26. Вариационные диаграммы зависимости SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, FeO^* (мас.%) от $\text{Mg}^\# = 100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^*)$ для плагиоклазовых ультраосновных пород и габбро нижнекорового комплекса Алучинского массива

1 – габбро; 2 – плагиоклазовые пироксениты; 3 – оливиновое габбро; 4 – троктолит; стрелкой обозначен тренд фракционной кристаллизации

РЗЭ составляют $\text{La} + \text{Sm} + \text{Yb} = 0.27 - 0.44$ г/т, отношения легких РЗЭ к средним и тяжелым $\text{La}_n / \text{Sm}_n = 3.87 - 4.30$, $\text{La}_n / \text{Yb}_n = 2.39 - 3.59$. Другие образцы представлены гарцбургитом и клинопироксеновым гарцбургитом из сектора реки Антипихи (обр. 4022, 4011-4), которые более обеднены РЗЭ $\text{La} + \text{Sm} + \text{Yb} = 0.1 - 0.18$ г/т, а отношения составляют $\text{La}_n / \text{Sm}_n = 3.68 - 4.58$, $\text{La}_n / \text{Yb}_n = 1.36 - 2.35$.

Все остальные изученные образцы имеют V-образный спектр распределения РЗЭ и представлены гарцбургитами и клинопироксеновыми гарцбургитами

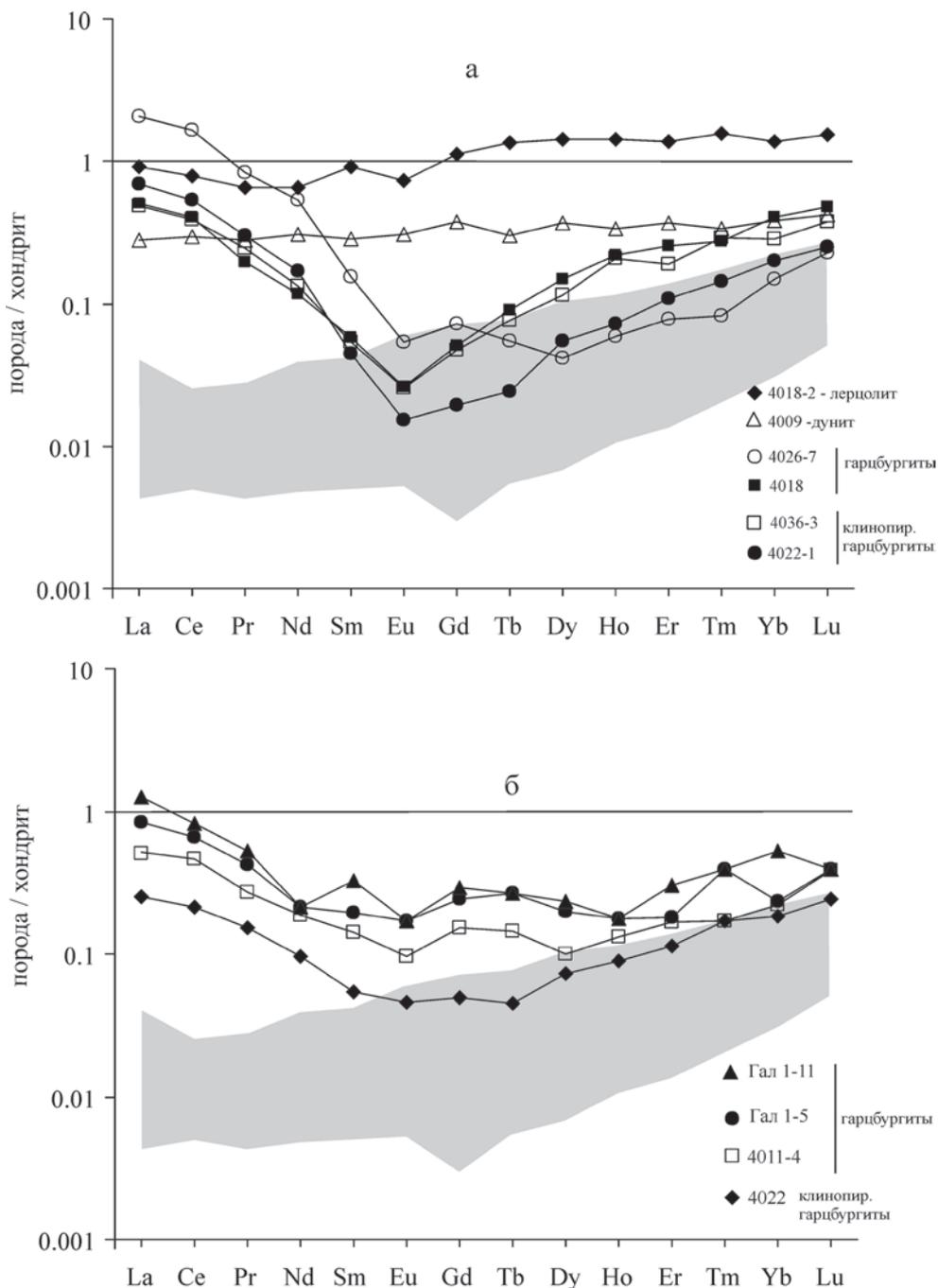


Рис. 2.27. Спектры распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (Sun, McDonough, 1989) в мантийных ультрабазитах Алучинского массива
 а – обогащенный и V-образные спектры распределения, б – U-образный спектр распределения. Обр. Гал 1-5, 1-11 из сектора Правобережного, остальные образцы из сектора р. Антипиха. Серое поле – состав перидотитов из точек «Коникэл симаунт» и «Торишима» Идзу-Бонин-Марианского преддугового бассейна (Parkinson, Pearce, 1998)

ми из сектора реки Антипихи (рис. 2.27 а). 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 $La_n/Sm_n=8.73-15.57$ и тяжелых РЗЭ $La_n/Yb_n=1.23-13.91$, 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 высокозарядными элементами (HFSE) является лерцолит (обр. 4018-2) (рис. 2.28 а). 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 высокозарядными элементами – Sm, Eu, Zr, Hf, Gd, Dy, Y, в силу чего их спектры имеют U-образную форму, смещенную вправо (рис. 2.28 а). 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.

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 (оливиновый 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, 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. 2.30 а)

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

¹ $Eu^*=(Sm*Gd)^{1/2}$

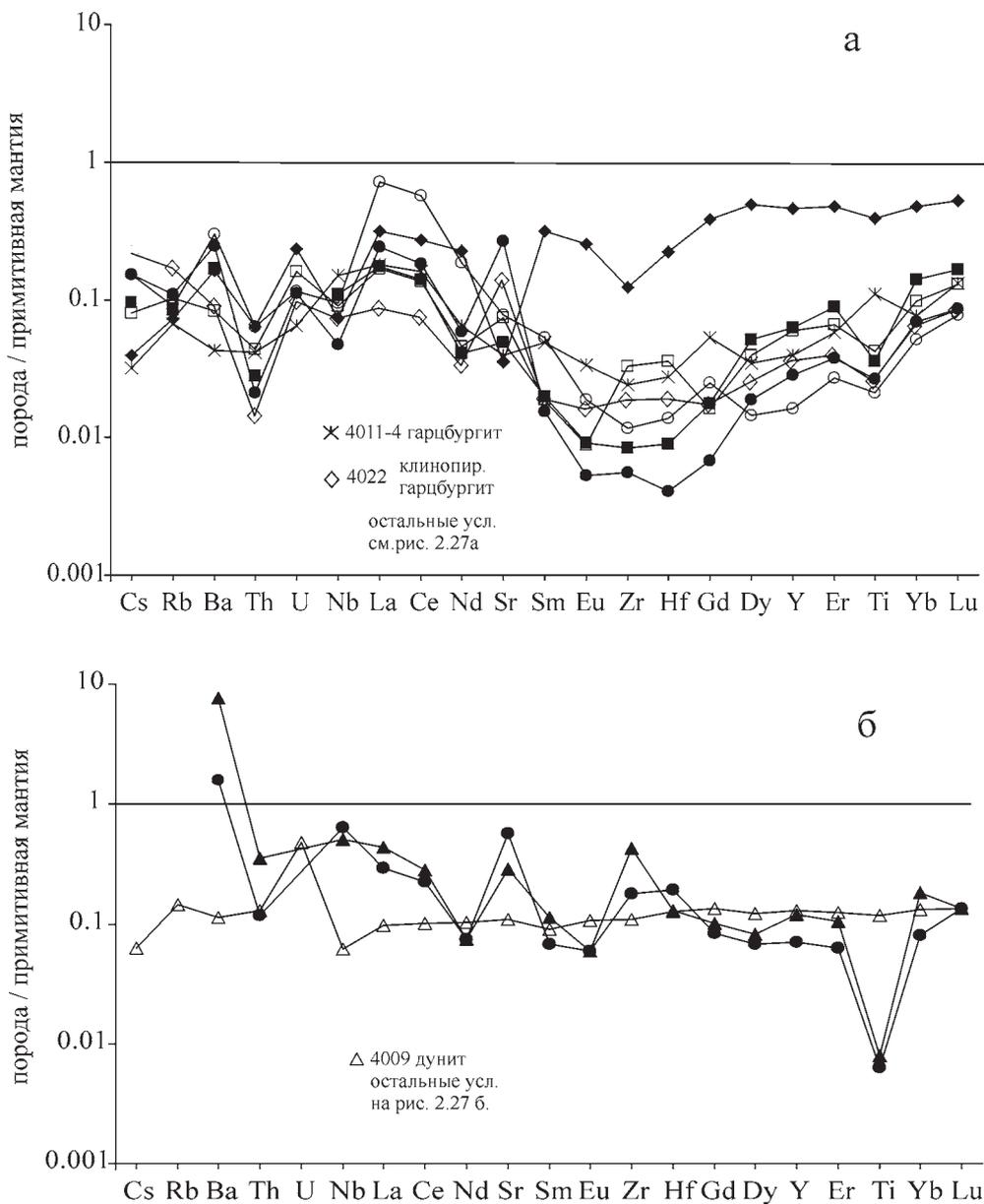


Рис. 2.28. Спектры распределения элементов-примесей, нормированных к примитивной мантии, по (Sun, McDonough, 1989) для мантийных перidotитов Алучинского массива

а – обедненный тип; б – обогащенный тип

гащение крупноионными литофильными элементами (LILE) (Ba, Th), что вероятно связано с вторичными изменениями (рис. 2.30 б). Относительно мантийных перidotитов ультраосновные кумуляты обогащены большинством высокоза-

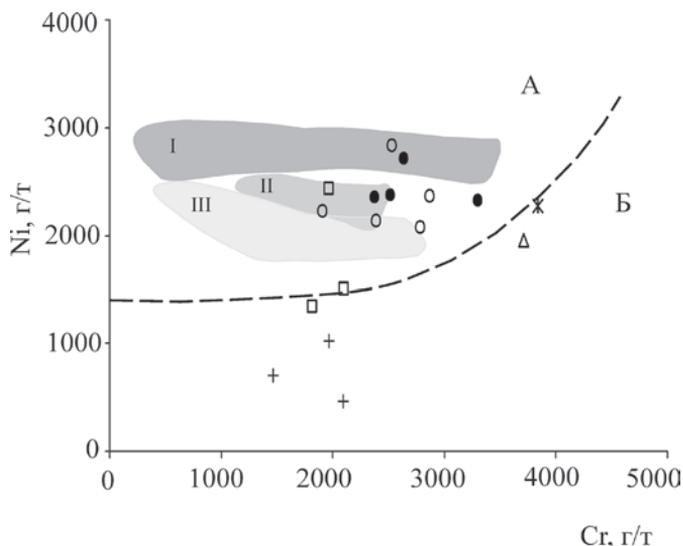


Рис. 2.29. Диаграмма зависимости концентраций никеля (г/т) от концентрации хрома, (г/т), по (Симонов, 1993) в ультрабазитах Алучинского массива

А – область мантийных тектонитов, Б – область ультраосновных кумулятов (Малпас, Стевенс, 1977). Поля: I – ультрабазиты Срединно-Атлантического хребта, II – ультрабазиты зоны перехода континент–океан, III – ультрабазиты Троодоса. Условные обозначения на рис. 2.21

рядных элементов. Мультиэлементные спектры всех изученных образцов имеют значительную отрицательную аномалию Ti, а в спектре образца оливнинового 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. 2.31 а). 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 $Eu/Eu^*=1.48-2.3$. Линии спектров распределения РЗЭ попадают в поля кумулятивных габброидов сформированных в обстановке над зоной субдукции.

Описываемые породы обогащены крупноионными литфильными элементами и значительно обеднены остальными рассеянными несовместимыми элементами относительно базальта типа N-MORB (рис. 2.31 б) 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 Идзу-Бонинской дуги (рис. 2.31 б).

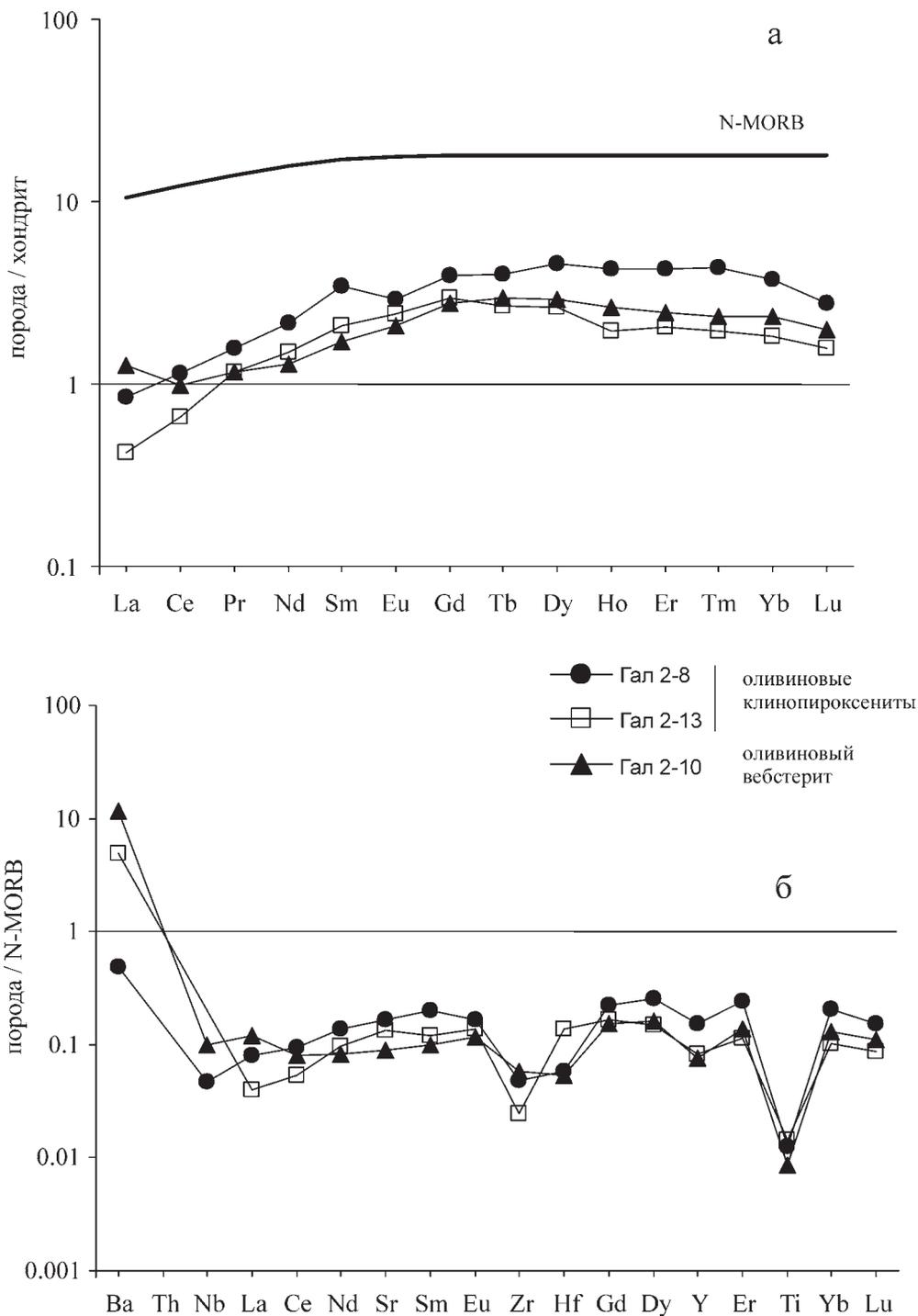


Рис. 2.30. Спектры распределения РЗЭ (а), нормированных по хондриту, и элементов-примесей (б), нормированных по N-MORB для ультраосновных пород нижнекорового комплекса. Здесь и далее нормировано по (Sun, McDonough, 1989)

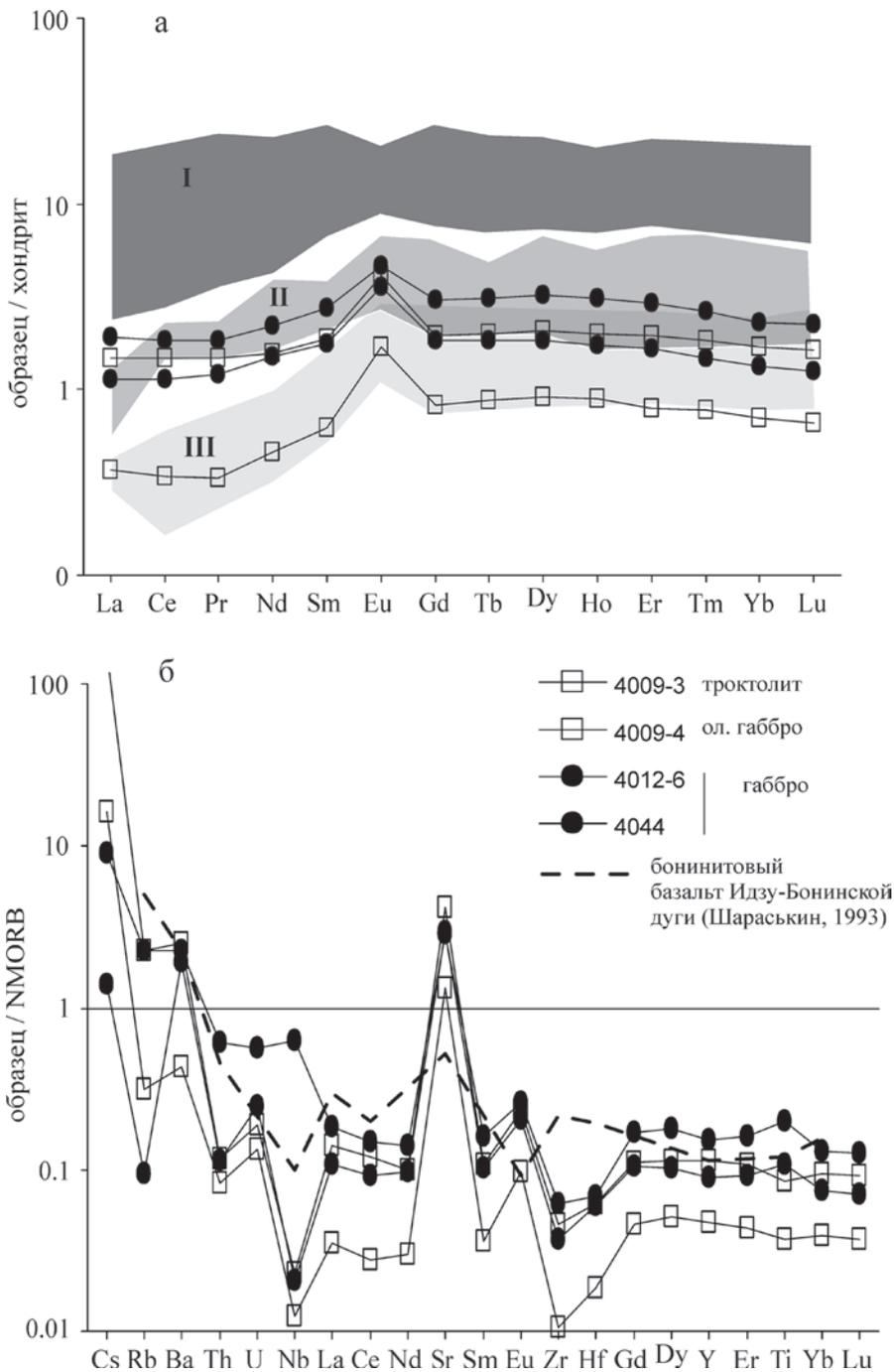


Рис. 2.31. Спектры распределения РЗЭ (а), нормированных по хондриту, и элементов-примесей (б), нормированных по N-MORB для габброидов нижнекорового комплекса Алучинского массива

I – габбро Восточно-Тихоокеанского поднятия (Pedersen et al., 1996); II – габбро Кемпирсайского массива (Ферштаттер, 1996); III – габбро офиолитов Троодос (Kay, Senéchal, 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 симплектитовых сростаниях с клинопироксеном.

В некоторых разновидностях (ГО 4012) структура породы становится неоднородной: появляются элементы порфировидной. 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 неравномернозернистой структурой. В пределах шлифа наблюдается чередование мелкозерни-

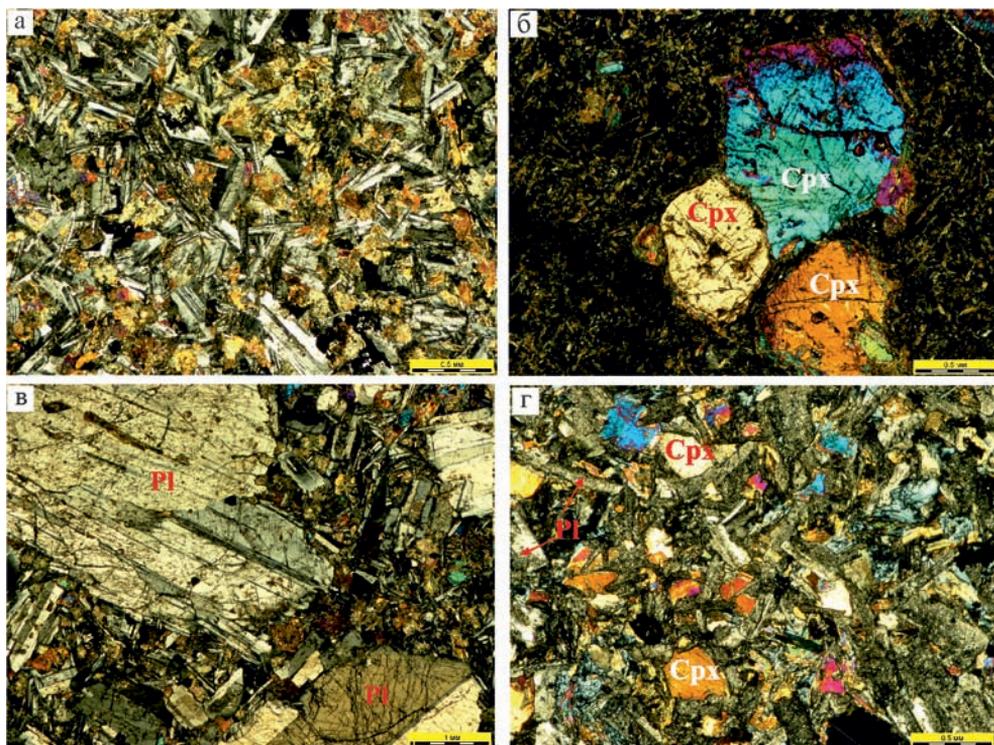


Рис. 2.32. Микроструктуры верхнекоровых пород Алучинского комплекса
а–в – Атамановский массив: а – диабаз, в – габбро-диабаз, б – порфировый базальт; г – Алучинский массив (мелкозернистый диабаз). Срх – клинопироксен, Pl – плагиоклаз

тых (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. 2.32 в).

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 порфировые. Вкрапленники составляют около 10–20% – свежие изометричные зерна клинопироксена (1–2 мм) (ГО 3-11) (рис. 2.32 б), иногда сосюритизированные лейсты плагиоклаза (0.5–1 мм) (ГО 3-2А). В некоторых случаях крупные (до 3 мм) округлые миндалины полностью замещены кальцитом (ГАТ 1). Структуры основной массы 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.

Петрохимическая характеристика пород

Для большинства изученных пород вариации потерь при прокаливании составляют 1.2–2.5 мас.%, достигая в отдельных образцах 3.5–4 мас.%. Это соответствует концентрациям п.п.п. 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 ГО 4-1 с самой высокой концентрацией кремнезема $SiO_2=51.4$ мас.% попадает в поле низкокалиевых субщелочных андезитов.

В образцах Атамановского массива диапазон колебаний концентрации магния составляет 5.4–9.93 мас.%, при этом, для многих образцов характерны значения выше 9 мас.%. Величина магнезиальности $Mg\#=100Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 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.

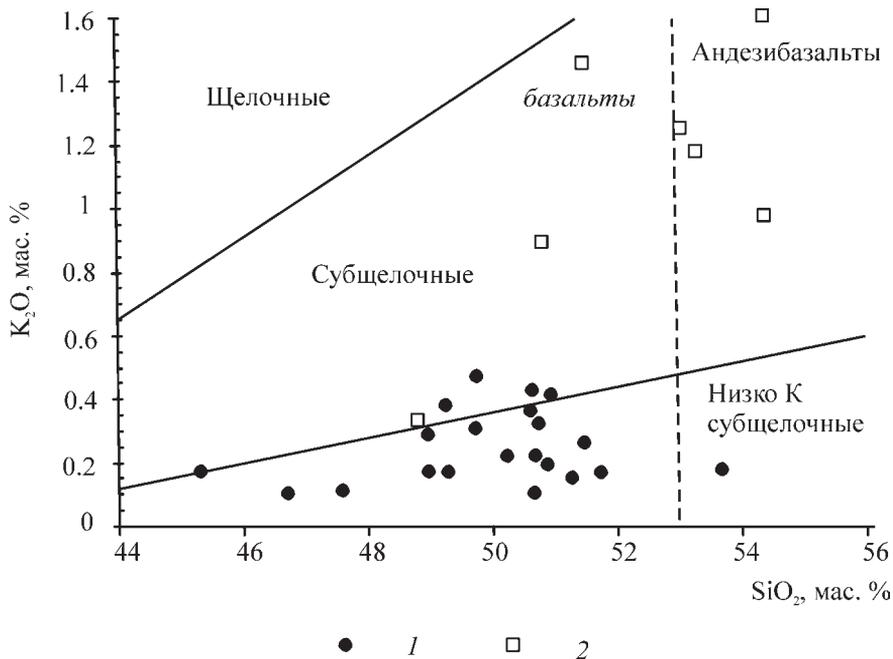


Рис. 2.33. Классификационная диаграмма SiO_2-K_2O (мас.%), по (Middlemost, 1975) для диабазовых серий Атамановского и Алучинского массивов
 1 – диабазы Атамановского массива; 2 – диабазы Алучинского массива

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. 2.34 б), 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 13.59–16.6 мас.%. При этом в одном из образцов (4012-5) содержание 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 близкие к N-MORB с характерным обеднением ЛРЗЭ: $(La/Sm)_n=0.48-0.63$; $(La/Yb)_n=0.49-0.91$. Суммарные концентрации РЗЭ составляют $La+Sm+Yb=3.86-14.4$ г/т. В обр. GO 4-1 наблюдаются повышенные концентрации ЛРЗ $(La/Sm)_n=1.22$, $La/Yb=2.42$, в то время как суммарная

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

Ком- по- 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	48.7	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	15.7	15.59	19.44	14.53	15.08	14.77	16.5	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	11.9	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	100.1	99.54	99.7	99.52	99.96	99.39	99.41	99.37	99.4	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	-	-

Продолжение таблицы 2.10

Ком- по- 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
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	-
Ком- по- ненты	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	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	49.7	49.25	49.21	50.14	50.69	47.4	48.2	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	14.8	14.1	14.77	15.28	15.51	14.77	13.6	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	10.2	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	99.7	99.32	99.44	100.71	99.34	99.85	99.8	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	-	-	-

Продолжение таблицы 2.10

Ком- по- ненты	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	GAT 22	GO 3-1	GO 3-2	GO 3-2Б	GO 3-13	GO 4-2	4012	4012-4	4013	4043	4043-1
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	-	-	-
Ком- по- 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		

Окончание таблицы 2.10

Ком- по- 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
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: значения (Mg#) рассчитаны для составов пересчитанных на 100%; $Mg\# = 100Mg^{+}/(Mg^{+}+Fe^{*})$, 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.

концентрация РЗЭ попадает в диапазон для других образцов и составляет $La+Sm+Yb=11.44$ г/т.

На основании распределения элементов-примесей в породах 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 элементов. Наблюдается тенденция к обогащению Rb и Ba и незначительная отрицательная аномалия Nb. Второй и третий типы отличаются более дифференциро-

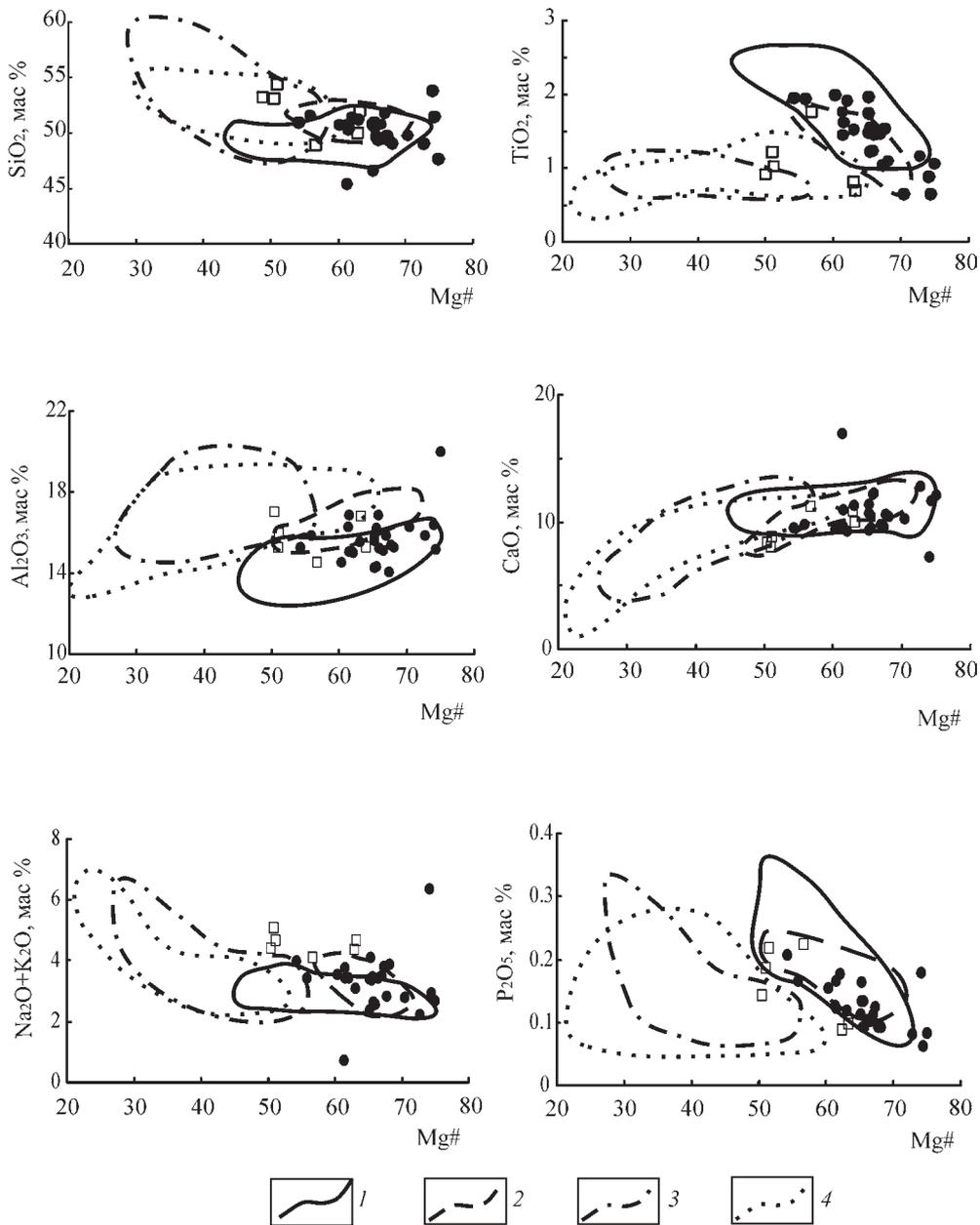


Рис. 2.34. Зависимости SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , P_2O_5 и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (мас.%) от магнезиальности для пород диабазовых серий Атамановского и Алучинского массивов. Диаграммы построены для составов пересчитанных на 100%

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

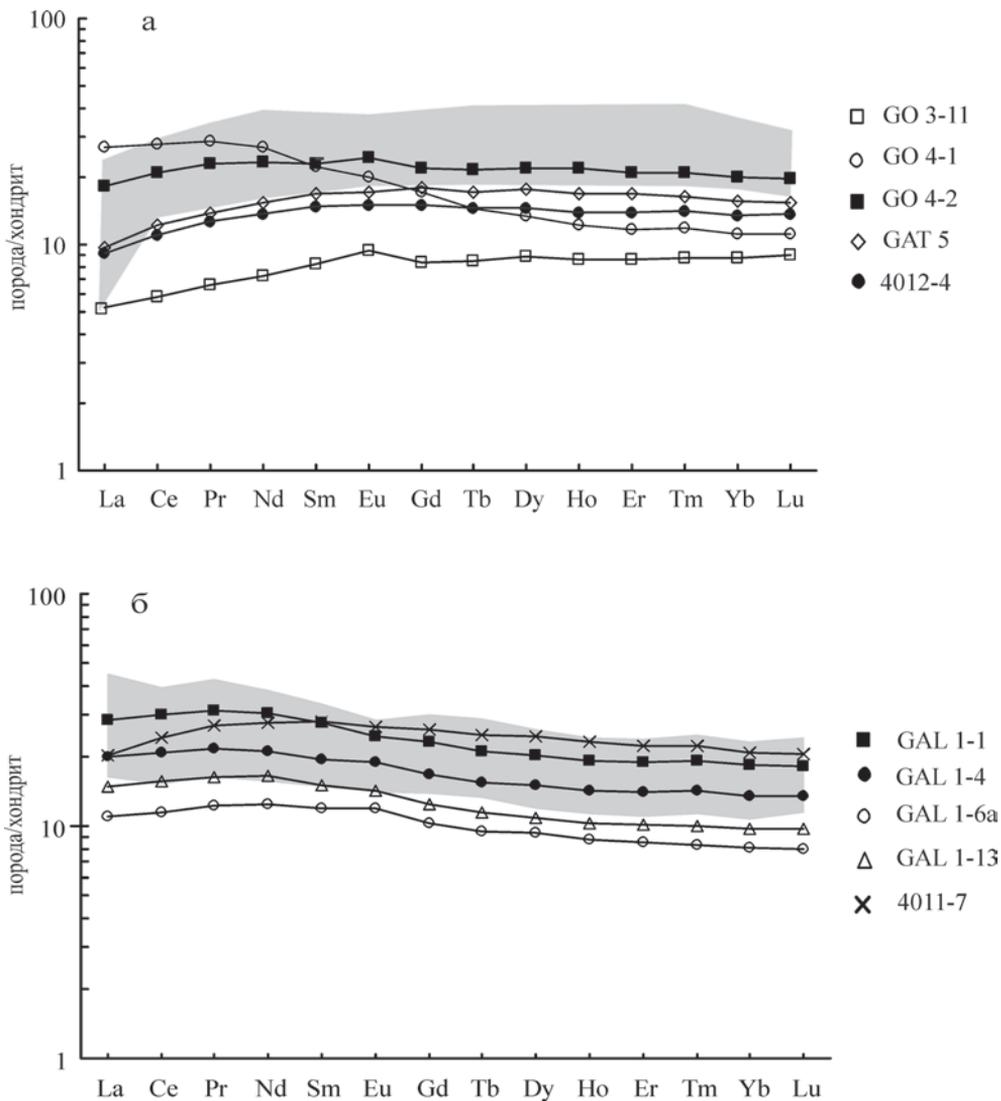


Рис. 2.35. Спектры распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (Anders, Grevesse, 1989) для диабазов Атамановского массива (а) и диабазов Алучинского массива (б)

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

ванным 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 КИЛ элементов, кроме Th, содержания которого соответствуют N-MORB. Третий тип (обр. GO 4-1) отличается повышенным содержанием КИЛ элементов, ЛРЗЭ, Zr, Hf и пониженным Ti, Y, Yb; наблюдается относительный Ta-Nb минимум.

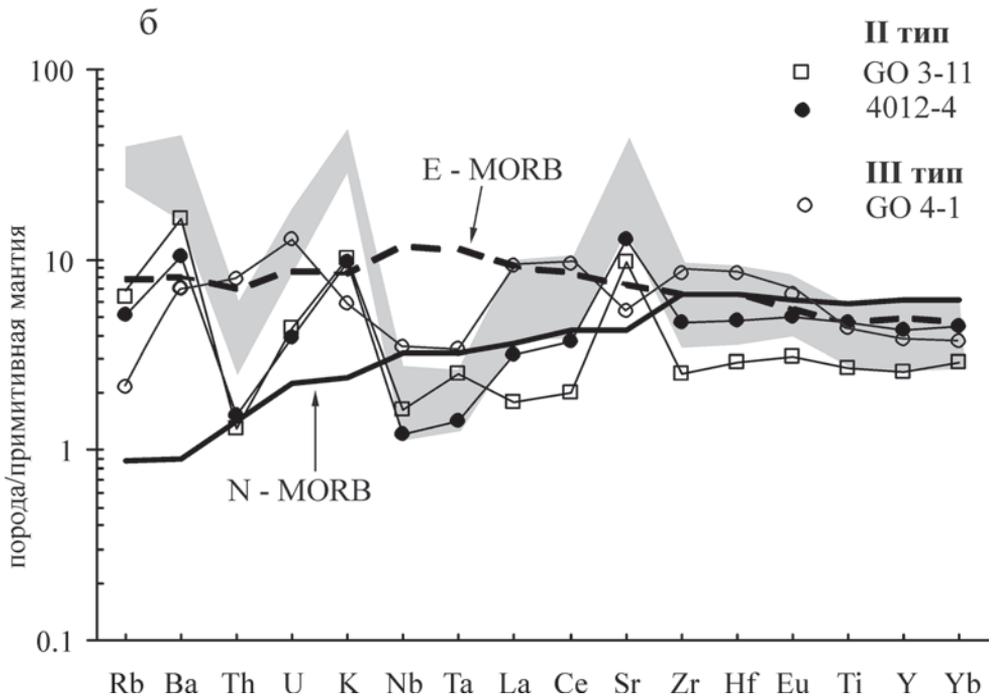
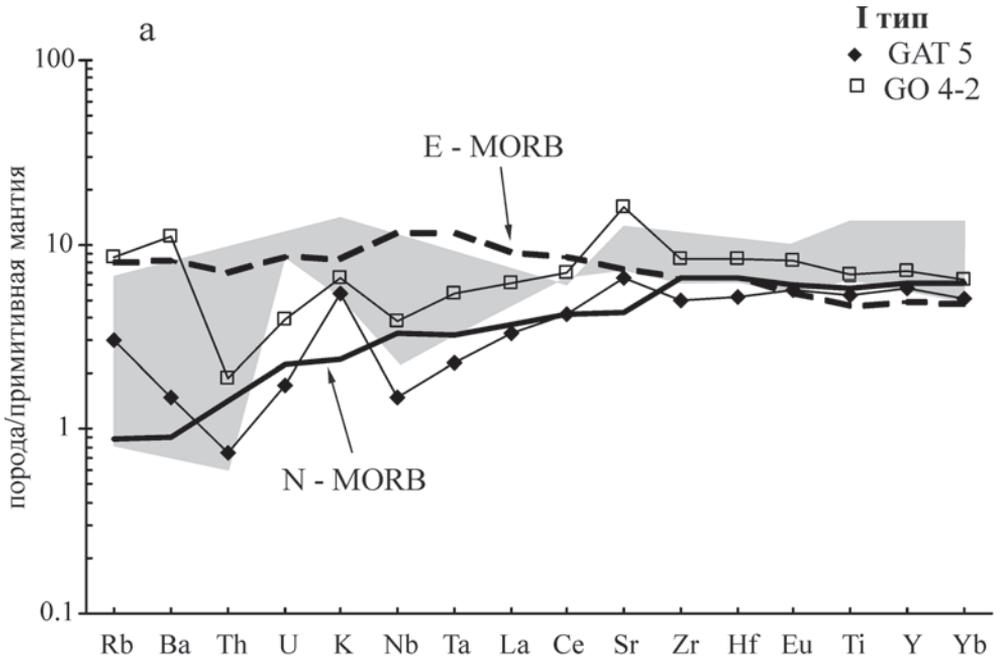


Рис. 2.36. Спектры распределения элементов-примесей, нормированных к примитивной мантии, для диабазов Атамановского массива: I типа (а), II и III типа (б)

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

Содержания Ni и Cr колеблются в очень широких пределах Ni=40–295 г/т; Cr=58–329 г/т. Максимальные значения близки к таковым для примитивных расплавов типа N-MORB (Ni > 200 г/т, Cr > 500 г/т), минимальные – 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 SiO₂ от K₂O (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 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 TiO₂ и Mg# при низких концентрациях титана (TiO₂=0.8–1 мас.%), исключая обр. 4011-7, который будет охарактеризован ниже. Содержания K₂O более высокие, чем в диабазах Атамановского массива (K₂O=0.8–1.4 мас.%). Концентрации других петрогенных окислов составляют: Al₂O₃=14.8–16.6 мас.%, CaO=7.7–10.5 мас.%, Na₂O=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.%, TiO₂=1.74 мас.%, низкие глинозема Al₂O₃=14.25 мас.% и калия K₂O=0.3 мас.% при Mg#=56.77.

Большинство образцов диабазовых даек из Алучинского массива (рис. 2.35 б) характеризуются небольшим обогащением ЛРЗЭ и СРЗЭ над ТРЗЭ (La/Sm)_n=0.9–1.04; (La/Yb)_n=1.35–1.57. Спектры распределения имеют параллельную форму, а суммарные концентрации РЗЭ составляют La+Sm+Yb=5.64–13.78 г/т. От этих составов отличается состав обр. 4011-7, в котором наблюдается некоторое обеднение ЛРЗЭ (La/Sm)_n=0.72; (La/Yb)_n=0.97, что сближает его с толеитами N-MORB. Суммарные концентрации составляют La+Sm+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.

Распределение элементов примесей в большинстве описываемых образцов нормированных на примитивную мантию, демонстрируют характеристики типичные для островодужных магм (рис. 2.37 а). Породы обогащены КИЛ элементами и ЛРЗЭ относительно ВЗЭ элементов, СРЗЭ и ТРЗЭ. Присутствуют значительные отрицательные аномалии Ta-Nb и Th, а также положительная аномалия Sr, отражающая аккумуляцию плагиоклаза.

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

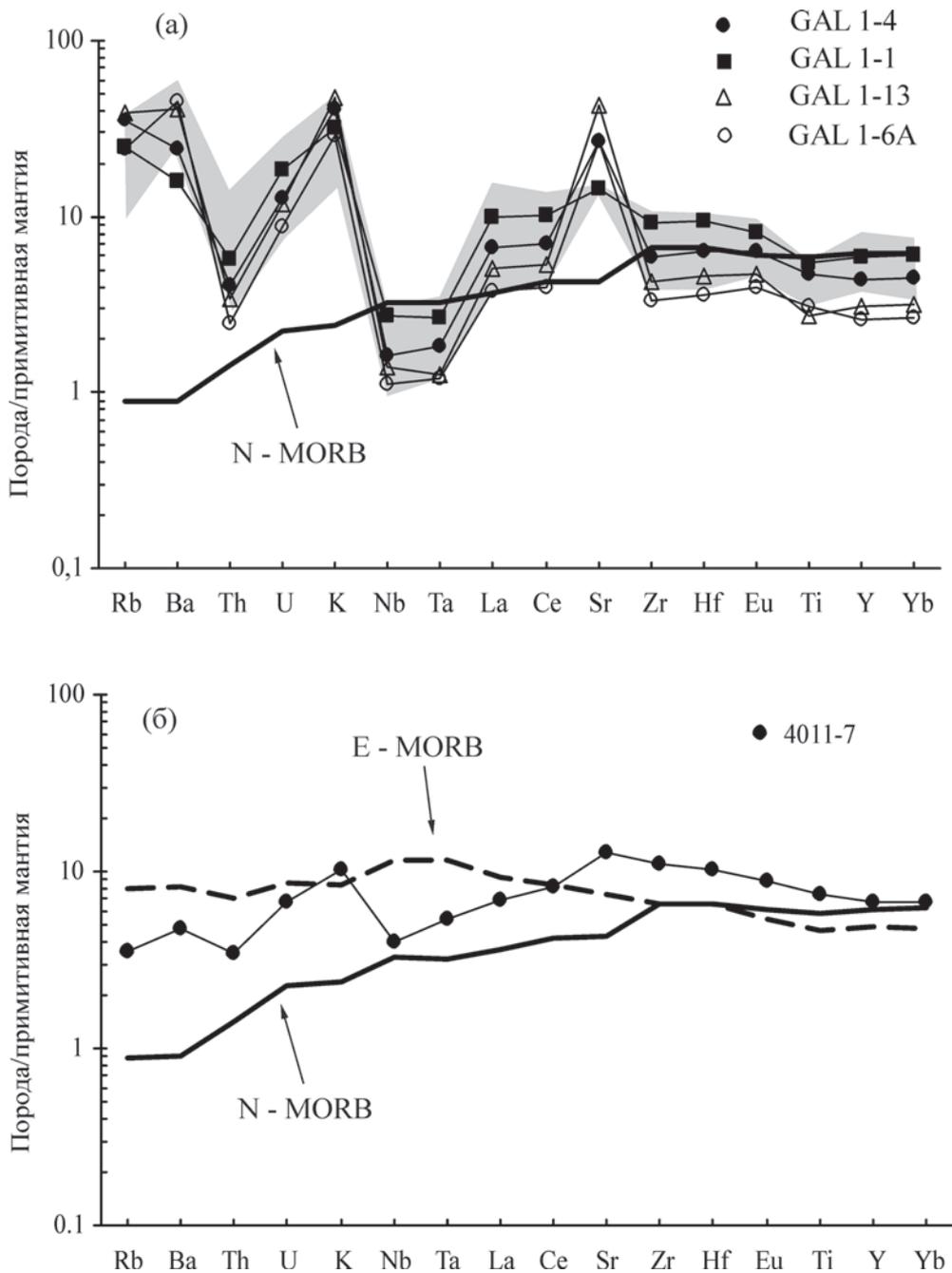


Рис. 2.37. Спектры распределения элементов-примесей, нормированных к примитивной мантии, для диабазов Алучинского массива (а) и (б). Поле на рисунке (а) – вулканисты Марианской дуги, по (Elliot et al., 1997). Спектры N-MORB и E-MORB, по (Sun, McDonough, 1989)

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, 2003; Савельева, Перцев, 1995; Соболев, Батанова, 1995; Melcher et al., 2002; Parkinson, Pearce, 1998; и др.). Были разработаны теоретические обоснования и модели формирования реститов в таких системах (Proenza et al., 1999; Ozava, 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 магнезиальности 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. 2.14 б) 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 респит (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 Идзу-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. 2.38). Поскольку коэффициент распределения ванадия зависит от фугитивности кислорода (QFM), то данная диаграмма позволяет связать характер плавления с состоянием окисленности среды (Parkinson, Pearce, 1998; Pearce et al., 2000). При низких значениях фугитивности кислорода, характерной для обстановок спрединговых хребтов, ванадий обладает низким коэффициентом распределения, соответственно при плавлении респит 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 «Кониал симаунт» ИБМ системы, состав которых интерпретируется как результат реакции между респитом, образованным в спрединговой обстановке, и расплавами надсубдукционного генезиса (Parkinson, Pearce, 1998).

Составы гарцбургитов из правобережного сектора характеризуются содержанием иттербия и величиной степени плавления близкими к гарцбургитам из сектора реки Антипики. Однако, содержания ванадия в этих породах значительно ниже, что смещает точки их составов в область повышенных значений QFM характерных для надсубдукционных обстановок (рис. 2.38).

Более наглядное представление об обстановке формирования мантийных ультрабазитов Алучинского массива дает диаграмма зависимости величины фугитивности кислорода от хромистости шпинелида (рис. 2.39). Для описываемых ультрабазитов наблюдается рост значений фугитивности кислорода с ростом величины хромистости шпинелида. При этом лерцолит и часть гарцбургитов из сектора реки Антипики располагаются в пределах поля абиссальных перидотитов. Большая часть гарцбургитов из сектора реки Антипики занимают положение между полем абиссальных перидотитов и полем надсубдукцион-

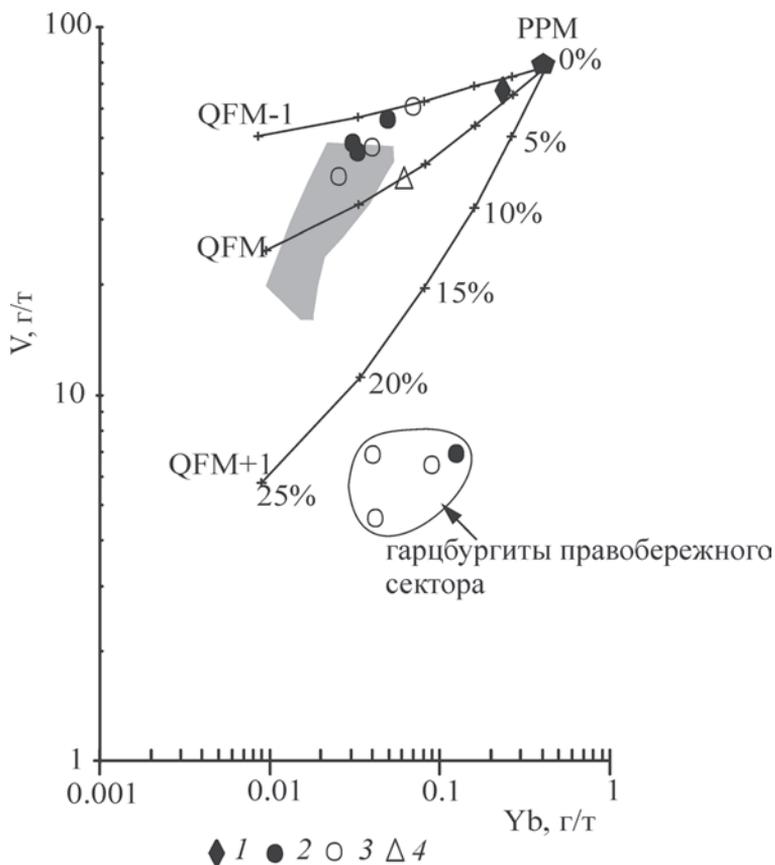


Рис. 2.38. Диаграмма зависимости концентраций V (г/т) от величины Yb (г/т) для мантийных ультрабазитов Алучинского массива (Pearce et al., 2000)

Линии на диаграмме – модельные тренды частичного плавления мантии (PPM) при различной окисленности относительно буфера QFM (кварц-фаялит-магнетит). Цифры на рисунке – степень частичного плавления. Темным цветом выделено поле перидотитов из точки «Коникэл симаунт» Идзу-Бонин-Марианской преддуговой системы (Parkinson, Pearce, 1998). 1 – лерцолит; 2 – клинопироксеновый гартцбургит; 3 – гартцбургит, дунит; 4 –

ных перидотитов. Точки составов гартцбургитов 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 симаунт» из Идзу-Бонин-Марианской системы. Согласно данным (Parkinson, Pearce, 1998) в основании этого тренда лежат гартцбургиты, сформированные в обстановке срединно-океанического хребта. В конце тренда располагаются дуниты, сформированные в результате повторного плавления океанических гартцбургитов в надсубдукционной обстановке. В середине тренда расположены составы гартцбургитов, которые сформировались в результате реакции океанических гартцбургитов с надсубдукционными расплавами и занимают промежуточное положение между полями абиссальных и надсубдукционных перидотитов.

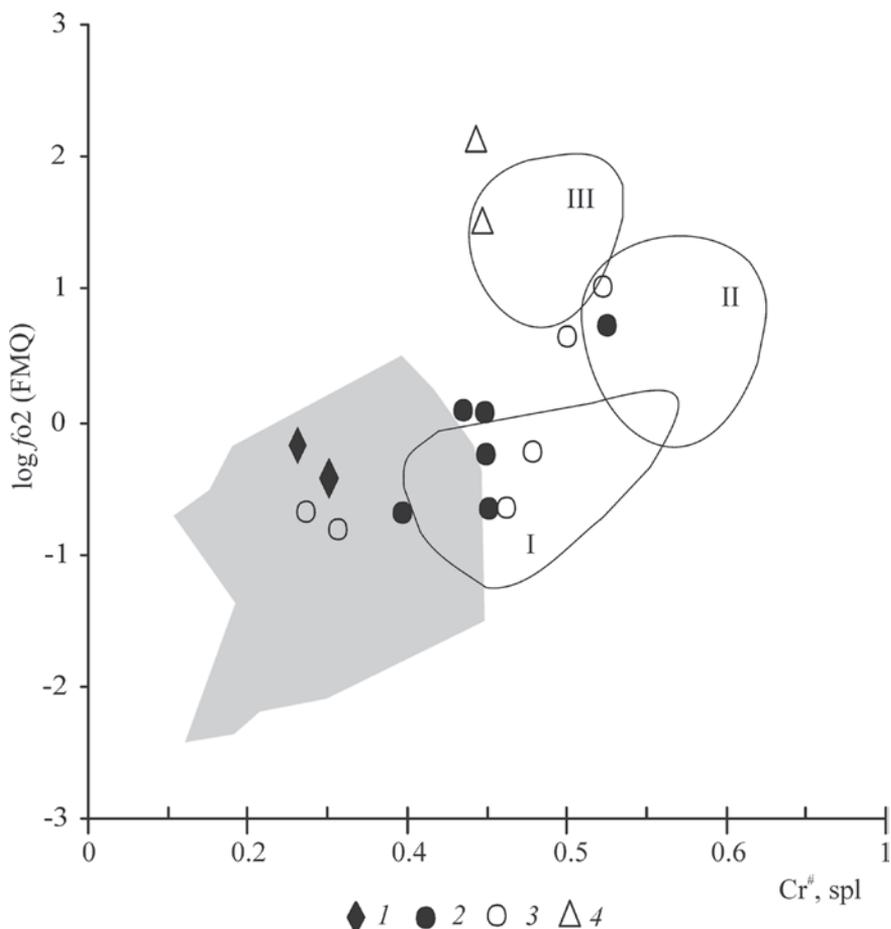


Рис. 2.39. Диаграмма зависимости фугитивности кислорода от хромистости шпиннелида для мантийных ультрабазитов Алучинского массива

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

В отличие от пород «Коникэл симаунт» мультиэлементные спектры гарцбургитов сектора реки Антипи́ха 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 Антипи́ха 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 атмосфер-

ном 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 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 микрофенокристов 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. 2.40) 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. 2.41). 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.

Нижнекоровый комплекс (плагиоклазовые перидотиты и габбро)

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

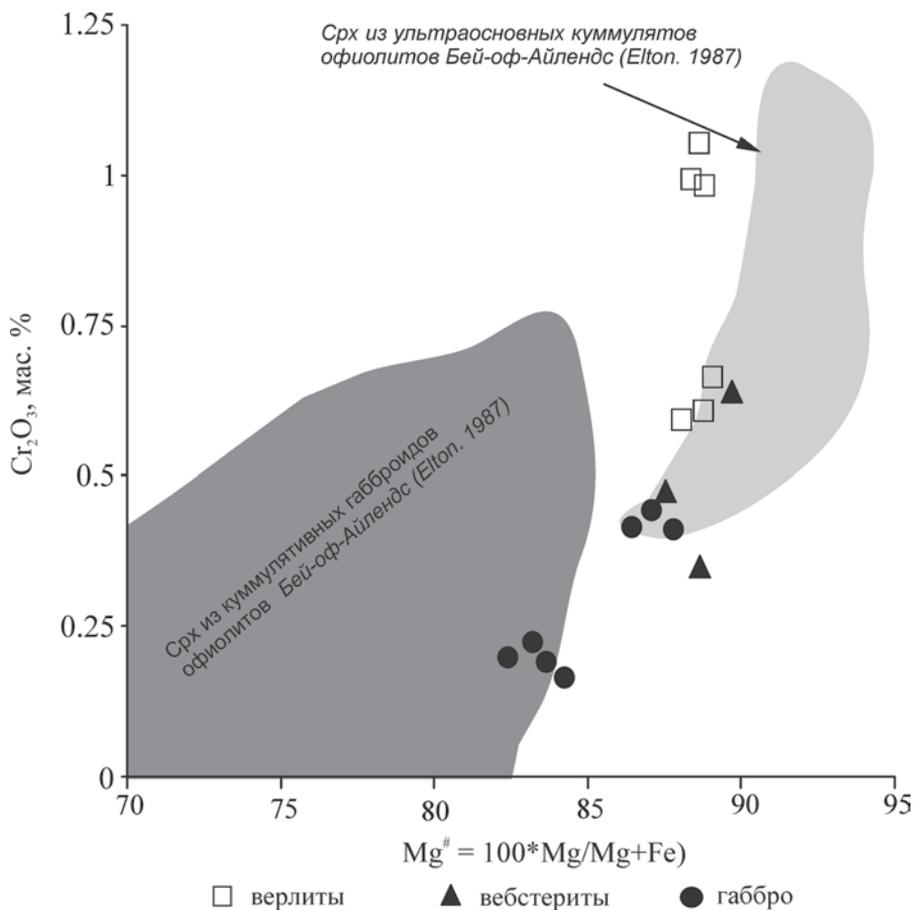


Рис. 2.40. Диаграмма зависимости величины Cr₂O₃ (мас. %) от магнезиальности для клинопироксенов кумулятивных пород Алучинского массива

В породах наблюдаются очень низкие концентрации титана не более 0.21 мас.%. Как видно из диаграммы на рис. 2.42 в 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 (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 Al₂O₃-TiO₂ и Mg[#]-Al₂O₃ (рис. 2.42 а, 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. 2.31 б).

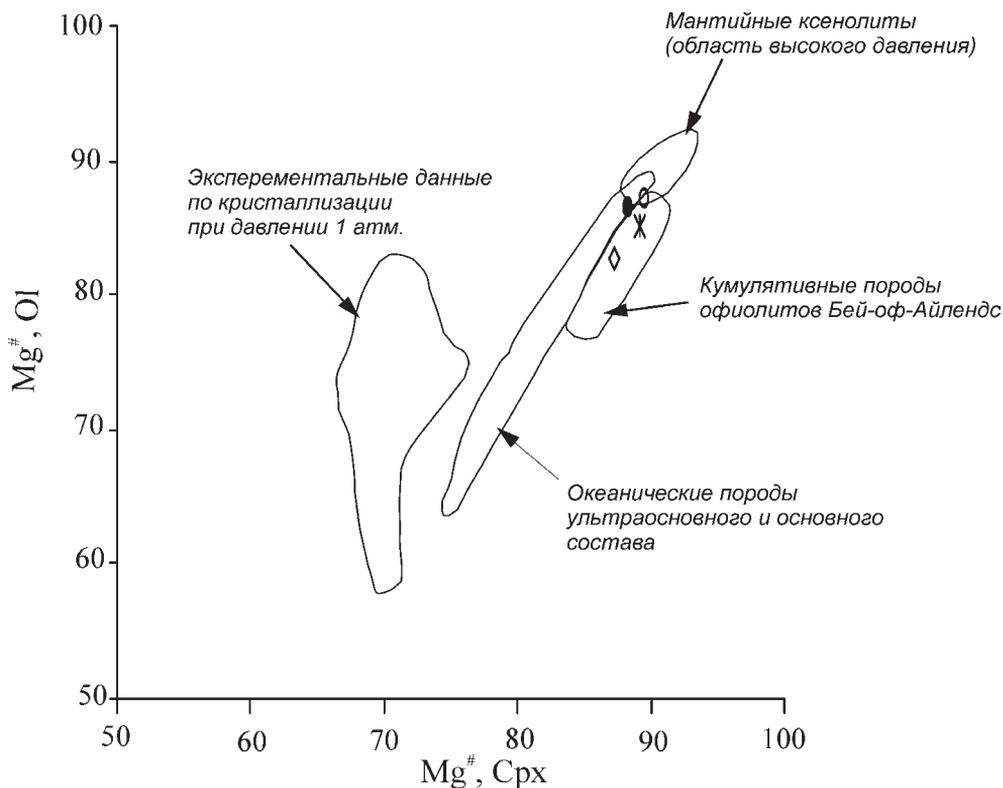


Рис. 2.41. Диаграмма зависимости магнезиальности оливинов от магнезиальности клинопироксенов в ультраосновных кумулятивных породах Алучинского массива, по (Elton et al., 1982)

Особенности состава минералов также свидетельствуют о формировании габброидов в надсубдукционной обстановке. На диаграмме зависимости концентраций глинозема от концентраций титана в клинопироксене (рис. 2.43) 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 плагиоклазе (рис. 2.44) 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. 2.45, большая часть диабазов Атамановского массива попадает в поля COX, отдельные образцы

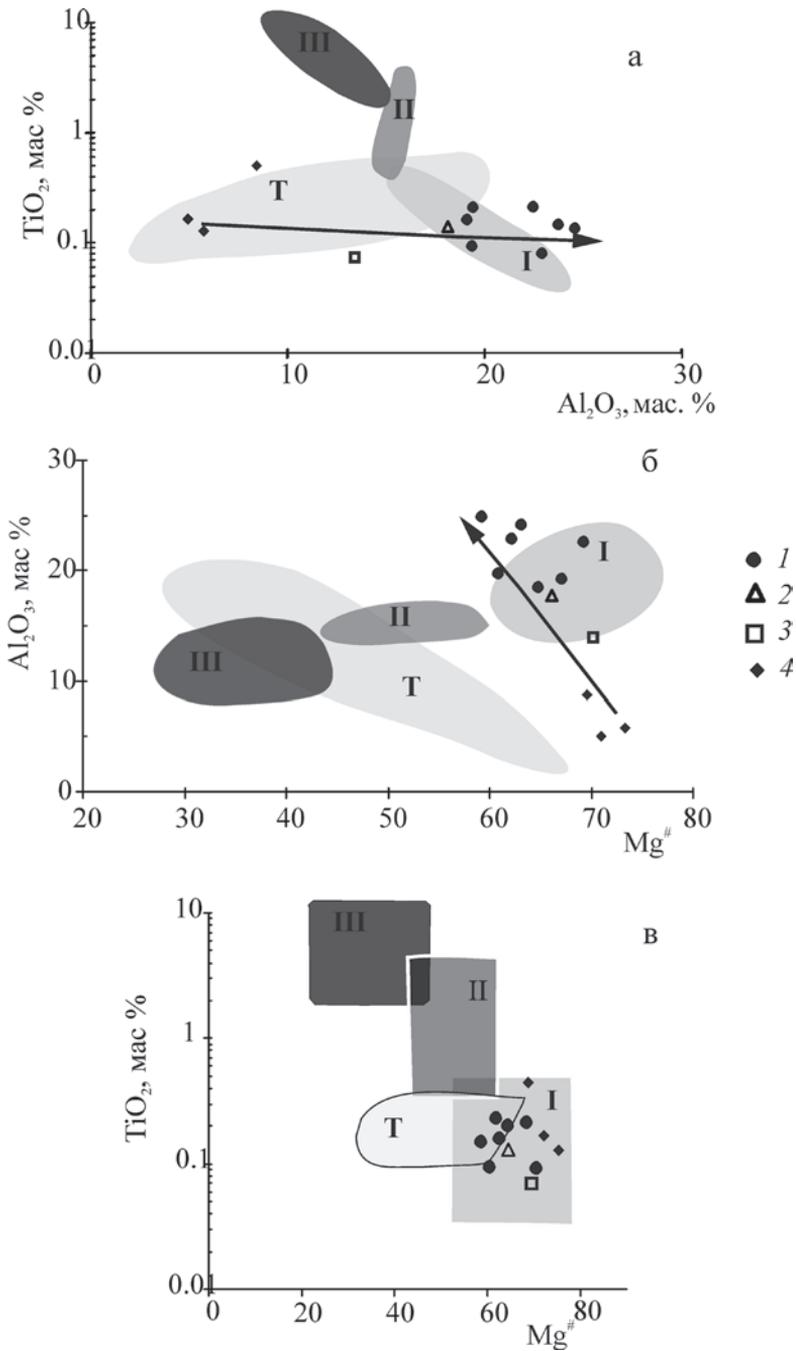


Рис. 2.42. Диаграммы зависимости величин: TiO_2 от Al_2O_3 (мас.%) (а), Al_2O_3 (мас.%) от $\text{Mg}\#$ (б) и TiO_2 (мас.%) от $\text{Mg}\#$ (в) (Silant'ev et al., 2005) для плагиоклазовых перидотитов и габброидов Алучинского массива

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

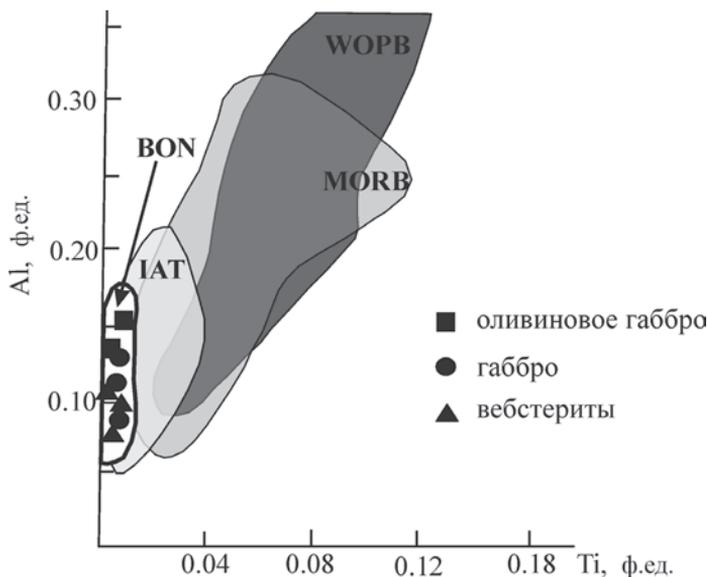


Рис. 2.43. Диаграмма зависимости Al от Ti (ф. ед.) для клинопироксенов из габброидов Алучинского массива

Поля, по (Vesalova et al., 1989): IAT – базальты островных дуг, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, WOPB – базальты внутриокеанических плит

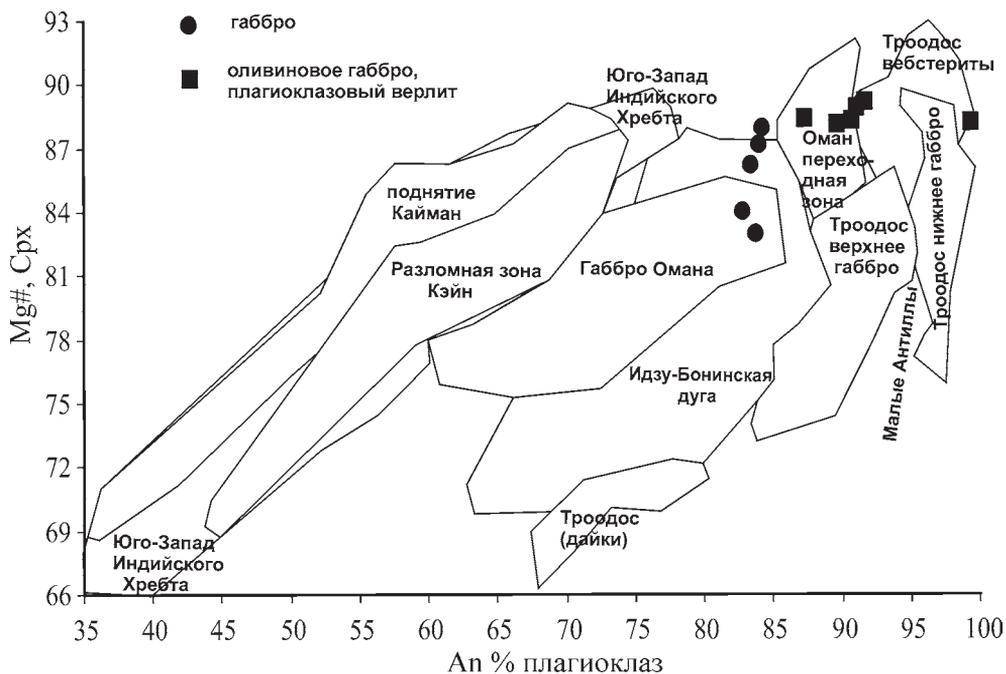


Рис. 2.44. Диаграмма зависимости величины Mg# в клинопироксенах от величины An в плагиоклазах из габброидов Алучинского массива

Поля клинопироксенов из офиолитов, по (Kvassnes et al., 2004)

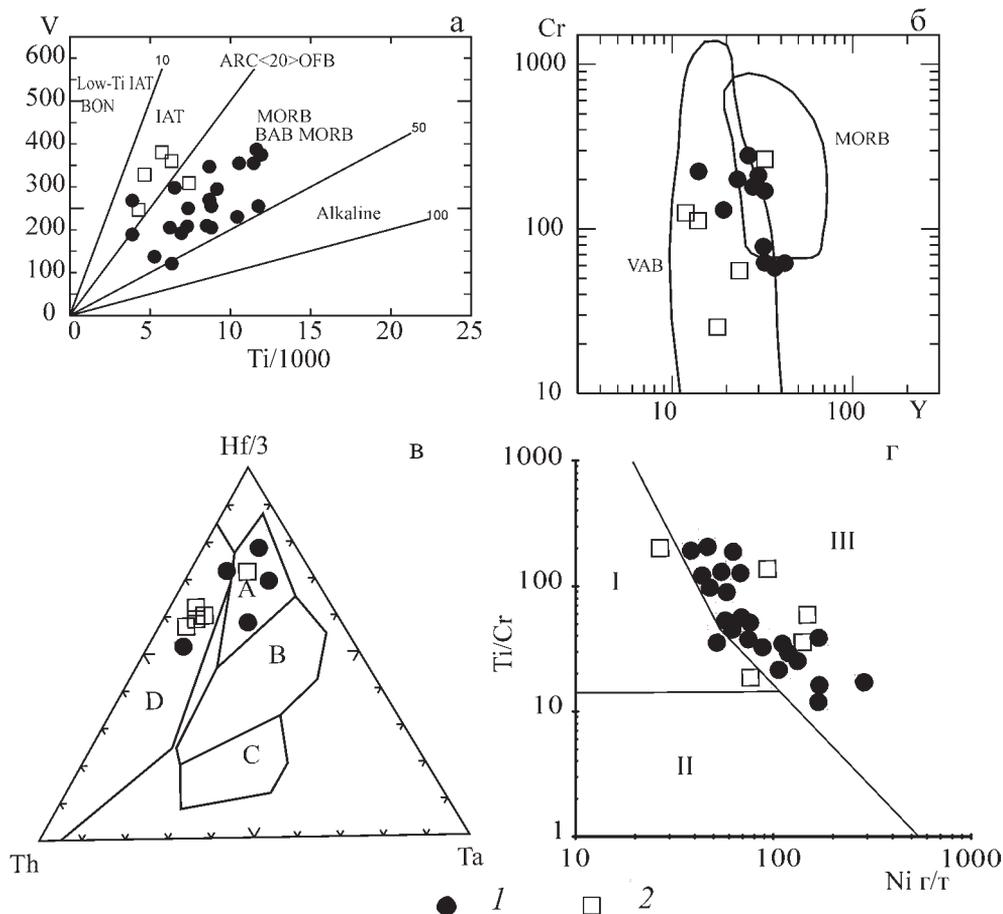


Рис. 2.45. Дискриминантные диаграммы Ti/1000–V (г/г) (а), по (Shervasis, 1982), Y (г/г)–Cr (г/г) (б), по (Pearce, 1982, Th–Hf/3–Ta (в), по (Wood, 1980), Ni (г/г)–Cr/Ti (г), по (Куренков и др., 2002)

Поля на (а) и (б): IAT – островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, VABB – 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

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 геодинамической обстановке. При этом, учитывая, что комплекс диабазов Атамановского массива включает в себя как образцы с островодужными, так и образ-

цы с океаническими характеристиками весьма вероятно, что эти породы могли быть сформированы в задуговом бассейне, т.е. представлять собой комплекс BABB. Главной особенностью базальтов типа BABB является их промежуточный состав, варьирующий между толеитами типа N-MORB и островодужными или даже известково-щелочными базальтами (Gribble et al., 1996, 1998; 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 КИЛ элементами, 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: субдукционной, внутриплитной (WPB) и N-MORB компоненты. 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 субдукционной и N-

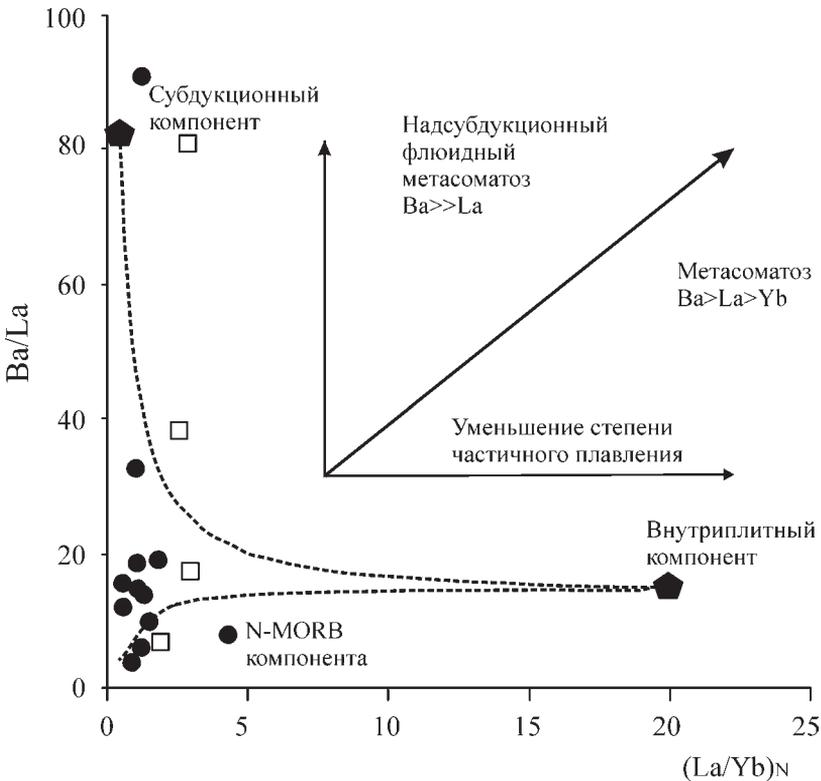


Рис. 2.46. Зависимость $(La/Yb)_n - Ba/La$, по (Lin et al., 1989) для диабазов Атамановского и Алучинского массивов

Условные обозначения см. на рис. 2.33

MORB компонент. Диапазоны колебаний Ba/La в образцах обеих 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 внутритриплетной компоненты (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 Дж. Пирс и Р. Штерн (Pearce, Stern, 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 (Лая, 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 составов BABB располагается между этими полями. Таким образом, использование подобной зависимости позволяет оценить весь спектр составов BABB. На рис. 2.47 представлена диаграмма $Nb/Yb-Ba/Yb$ с нанесенными полями базальтов Марианского трого по (Pearce, Stern, 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 трого. Таким образом, спектры составов описываемых диабазовых серий совпадают с таковыми, характерными для BABB и демонстрируют большое сходство со спектрами эталонного объекта – базальтов Марианского трого.

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 Дж. Пирс и Р. Стерн использовали зависимость $Th/Nb-Ba/Nb$ (Pearce, Stern, 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

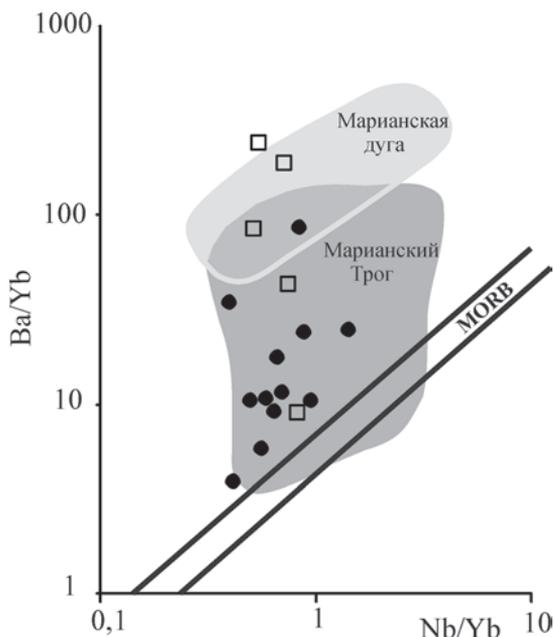


Рис. 2.47. Зависимость Nb/Yb – Ba/Yb , по (Pearce, Stern, 2006) для диабазов Атамановского и Алучинского массивов
Условные обозначения см. на рис. 2.33

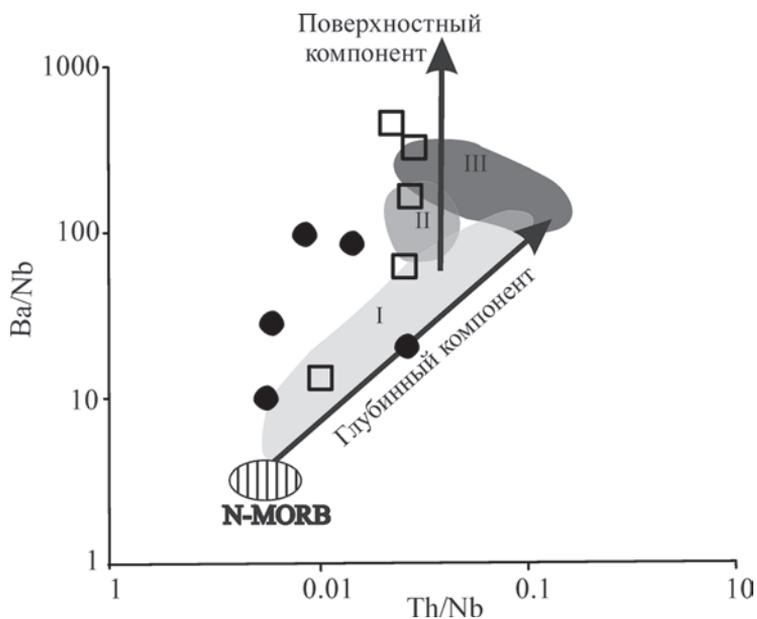


Рис. 2.48. Зависимость Th/Nb – Ba/Nb , по (Pearce, Stern, 2006) для диабазов Атамановского и Алучинского массивов
I – Марианский трог; II, III – Марианская дуга. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.33

увеличением концентраций Ba в расплаве, который к этому моменту уже должен быть обогащен глубинным компонентом (рис. 2.48) (Pearce, Stern, 2006).

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 Ba, 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, Stern, 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 Ba, 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 Ba 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, 1998; Pearce, Stern, 2006; Woodhead et al., 1998). Как было показано выше, среди пород Атамановского массива имеются образцы, существенно обедненные относительно базальта N-MORB высокозарядными элементами, а также средними и тяжелыми РЗЭ (рис. 2.36 б). Наиболее магнезиальный образец GO 3-11 MgO=9.9 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 флакс-плавления (flux-melting) (Gribble et al., 1996, 1998 и др.). Как декомпрессионное, так и флакс-плавление 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, использующей 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

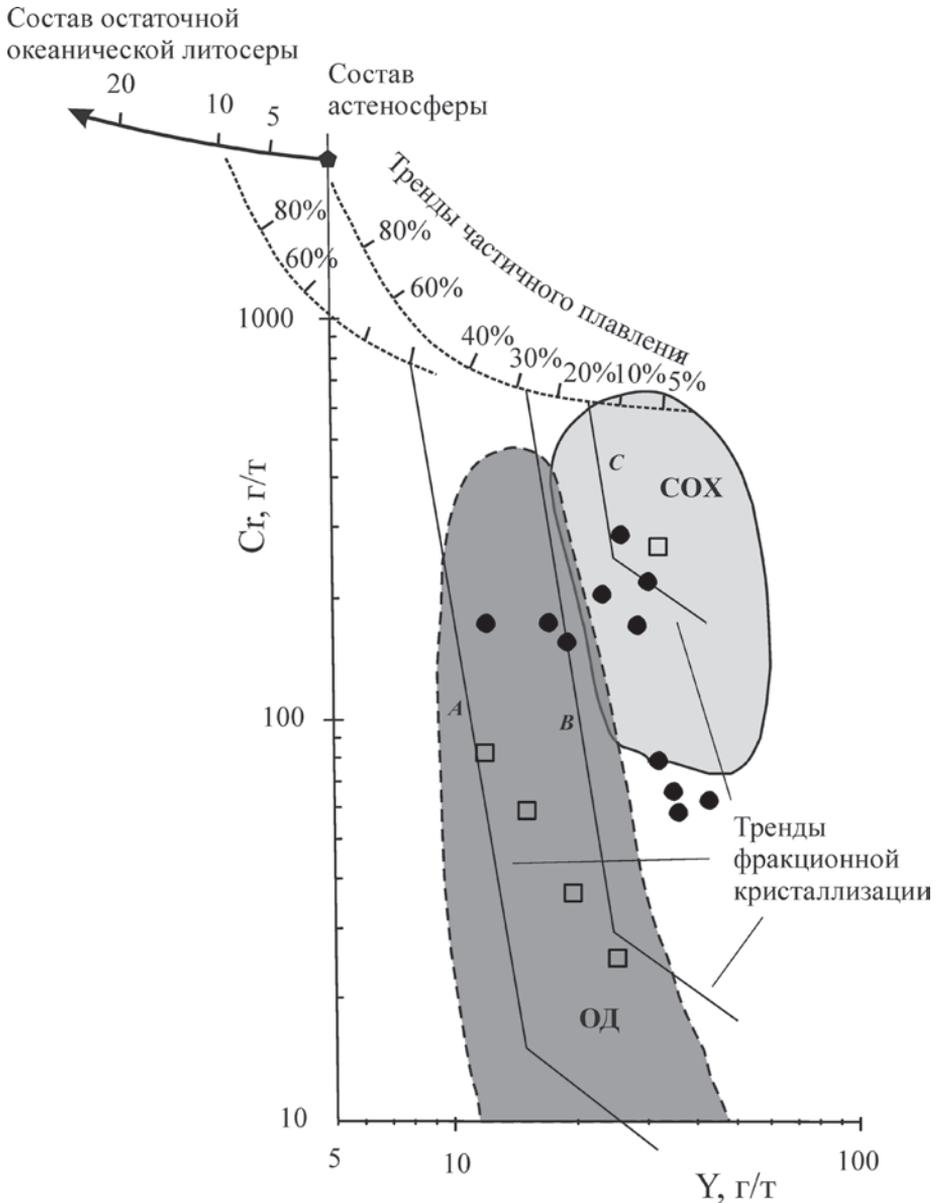


Рис. 2.49. Модель частичного плавления и фракционной кристаллизации в координатах Y (г/т)– Cr (г/т), по (Пирс и др., 1987) для диабазов Атамановского и Алучинского массивов

COX – срединно-океанические хребты; OD – островные дуги. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.33

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 (BABV). При этом признаки базальтов N-MORB проявлены достаточно сильно: практически все образцы имеют характерное для N-MORB распределение РЗЭ, 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 BABV. В первую очередь – это повышенные содержания никеля. На диаграмме Ni–Ti/Cr (рис. 2.45 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 составляют 0.8 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 et al., 1997). Также следует учитывать, что в ассоциации с диабазами, имеющими островодужные харак-

теристики, 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 BABB 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, 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, 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.

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 Бол. Анной 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. 2000). 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 комплексы (рис. 3.2).

Габброиды Громаднинского 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 1 м.

Кумулятивные перидотиты распространены крайне незначительно и составляют около 3–5% массива. Они образуют тела линзовидной или изометричной формы протяженностью от 30 до 500 м при ширине не более 10–15 м. В составе этих тел выделяются различные породы, минеральный состав которых

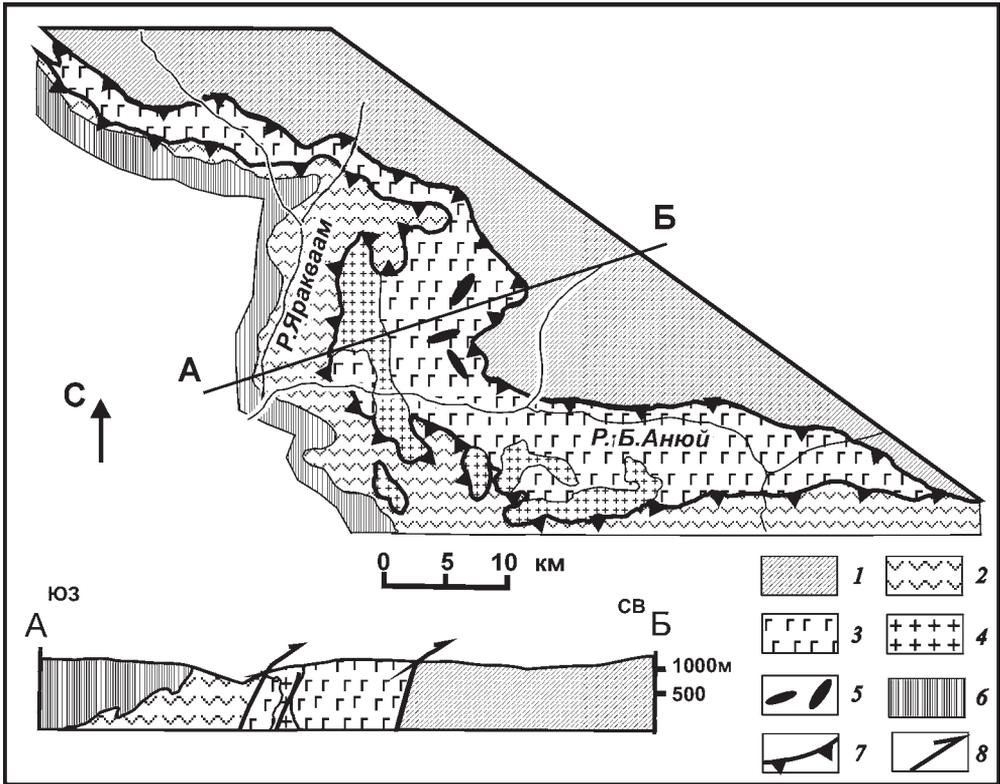


Рис. 3.1. Схема строения Громадненско-Вургувеемского массива, по (Лычагин, 1991б) с изменениями

1 – нерасчлененные среднеюрско-раннемеловые комплексы Южно-Аннойской 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 – надвижки, ограничивающие Громадненско-Вургувеемский массив: 7 – на карте; 8 – в разрезе

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, Радзивилл, 1975), в разных частях массива в одних случаях наблюдаются рвущие контакты, в других постепенные переходы между телами.

Согласно (Лычагин, 1991б) выделяются две стадии метаморфических преобразований габброидов: 1 – рассланцевание и амфиболизация, 2 – плагиогра-

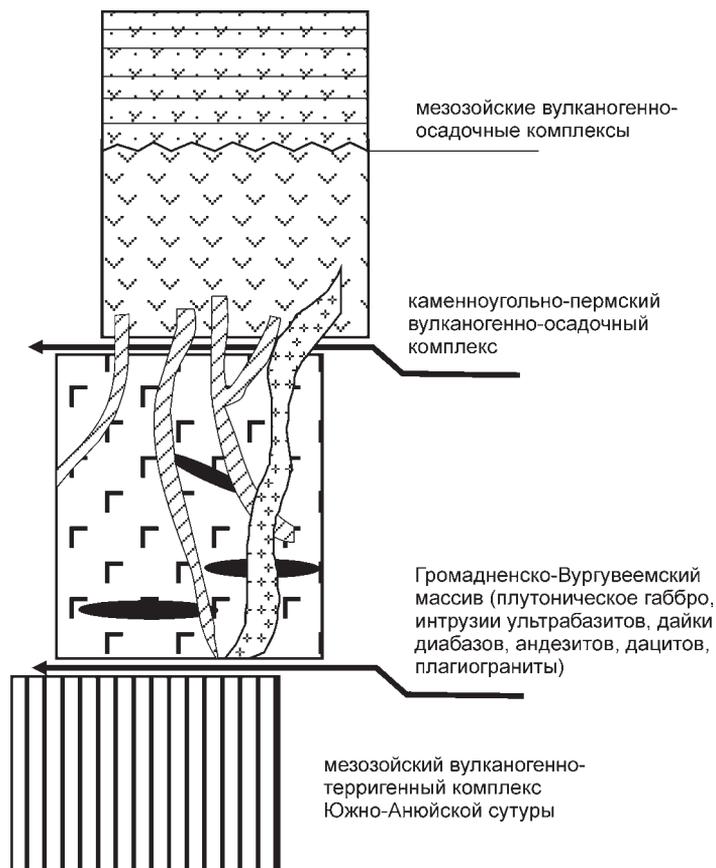


Рис. 3.2. Тектоно-стратиграфическая колонка северо-восточной части Яракваамского террейна

нитизация этих пород. 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.

Амфиболиты, без признаков плагиогранитизации встречаются редко, характеризуются немагнотекстурированной 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 немагнотекстурированную, а также порфириобластовую очковую структуры. В этих породах присутствуют хлорит-эпидот-соссюритовые агрегаты, развивающиеся по первичным минералам, зеленая роговая обманка, кварц (до 10%), биотит. Продуктами второго типа

плаггиогранитизации являются плаггиомигматиты, распространенные значительно меньше, чем гнейсы. Они образуют небольшие «пачки» залегающие среди других метаморфизованных пород – амфиболитов и гнейсов. Среди них выделяются контрастные по составу лейкосома – плаггиогранит, и меланосома – меланократовая порода, состоящая из зеленой роговой обманки и основного (50–70%) плаггиоклаза. Мощности слоев составляют 0.1–5 см.

Третью разновидность плаггиогранитизированных пород представляют собой гранатоподобные плаггиограниты. Они образуют небольшие изометричные тела 1–20 м в поперечнике среди апогаббровых амфиболитов. Элементы гнейсовидности простираются согласно с элементами сланцеватости вмещающих амфиболитов, что позволяет сделать вывод об образовании плаггиогранитов *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 плаггиогранитизацией (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.

Вургувеевский комплекс плаггиогранитов наиболее полно описан в работах (Палымская, Палымский, 1975; Лычагин, 1991а). Плаггиограниты комплекса образуют ряд небольших интрузивных тел в центральной части массива, а также за его пределами. Помимо плаггиогранитов 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 плаггиогранитов составляют 257 млн лет (Палымская, Палымский, 1975).

Дайковый комплекс.

В структуре массива наблюдаются два пространственно разобщенных дайковых комплекса.

Первый комплекс (комплекс I) вскрывается на левом борту р. Коральвеем (коральвеевский комплекс), вблизи устья р. Яковеем. Его обнаженная часть протягивается вниз по течению р. Коральвеем более чем на 2 км. Здесь плутонические породы Вургувеевских 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. Коральвеевские дайки занимают пограничное положение между габброидами массива и расположенным южнее и структурно выше позднепалеозойским островодужным вулканогенным комплексом 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.

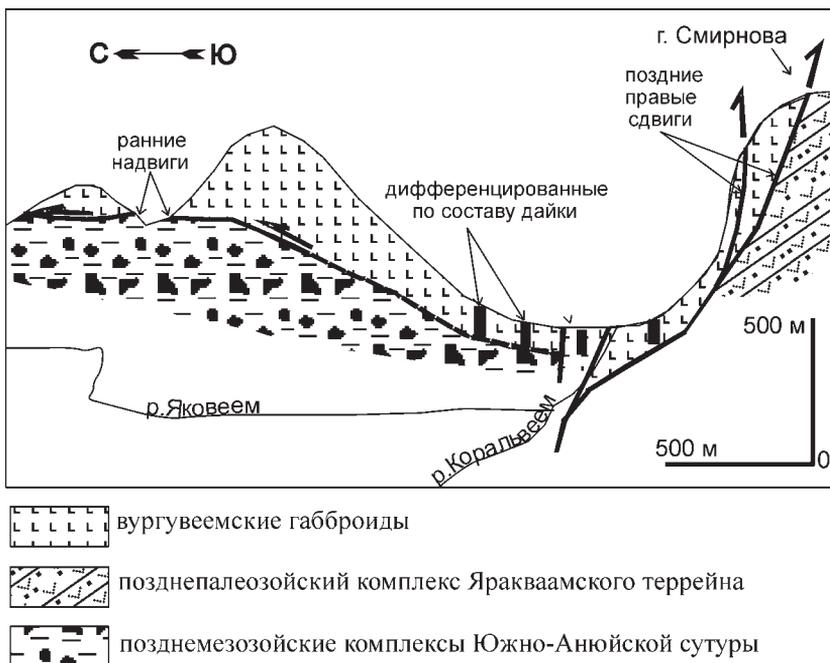


Рис. 3.3. Соотношения вургувеевских габброидов и дайкового комплекса с поздне-мезозойскими комплексами ЮАС и позднепалеозойскими вулканогенными комплексами Яракваамского террейна в районе впадения р. Яковеем в р. Коральевеи (Бондаренко, 2004)

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, характеризует возраст плагиогранитов Вургувеевского комплекса – 257 млн лет (K-Ar метод) (Палымская, Палымский, 1975); вторая – возраст роговой обманки из плагиогранитизированного габбро Громадненского комплекса – 332 млн лет. Ar-Ar метод (Кораго, 2000).

Автором были продатированы три образца Ar-Ar методом (рис. 3.4, табл. 3.1). 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 ± 11.6 млн лет (табл. 3.1) Полученная цифра хорошо согласуется с возрастом 332 млн лет для плагиогра-

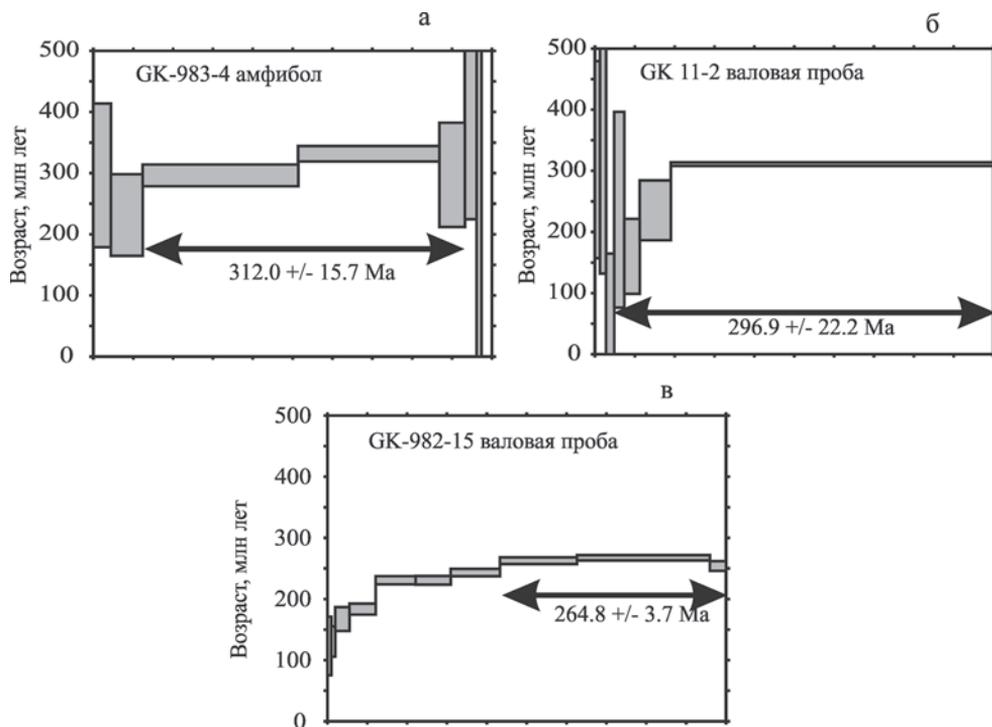


Рис. 3.4. Возрастные спектры ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) для образцов из Громадненско-Вургувемского офиолитового комплекса
 а – амфиболизированный габбро-норит, б – амфиболизированный верлит, в – диабаз

Таблица 3.1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования образцов из офиолитовых комплексов Западной Чукотки

Образец	Измеренные минеральные фазы	Интегральный возраст (млн лет)	Возраст плато (млн лет)	Изохронный возраст (млн лет)
<i>Перидотит-габбровый (Громадненский) комплекс</i>				
GK-983-4 Амфиболи-зирванный габбро-норит	Вторичный амфибол	312.8 ± 15.6	312.2 ± 11.6	320.3 ± 11.1
GK 11-2 амфиболизированный верлит	Валовый состав	292.7 ± 7.8 – 201 ± 4.7	Не рассчитан	Не рассчитан
<i>дайкавый комплекс</i>				
GK 982-15 М/з диабаз (руч. Крутой)	Валовый состав	244.5 ± 2.5 – 259.6 ± 1.5	264.8 ± 3.3 – 266.9 ± 1.6	Не рассчитан

Примечание: образцы датированы в университете г. Фербенкс (Аляска, США)

нитизированного габбро (Ar-Ag метод) (Кораго, 2000). Таким образом, возраст вторичных преобразований габброидов соответствует среднему карбону.

Из перидотитов Ar-Ag методом был проанализирован валовый состав образца крупнозернистого кумулятивного верлита (Gk 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 кумулятивных перидотитов относительно габброидов. Геохимические данные (как будет показано ниже) указывают на тесную генетическую связь двух интрузивных комплексов и, следовательно, наиболее вероятно считать возраст формирования кумулятивных перидотитов 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.

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 зернами разнообразных форм и размеров. Зерна величиной 1–3 мм идиоморфны, имеют удлиненные и изометричные

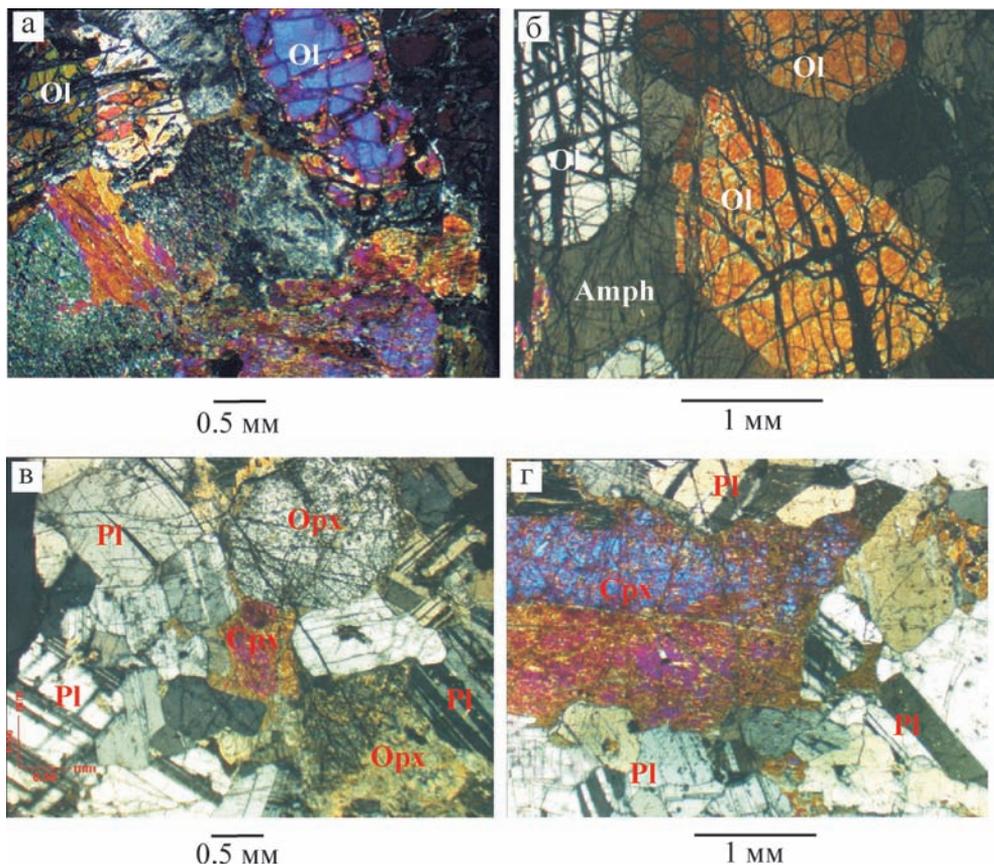


Рис. 3.5. Фотографии структур интрузивных пород Громадненско-Вургувеемского массива

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

таблитчатые формы. Зерна размером менее 1 мм ксеноморфны. Клино- и ортопироксены 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 3 мм зерен клинопироксена, которые приобретают призматическую форму и имеют изъеденные неровные края. Зерна ортопироксена более чем на 50% серпентинизированы. Клинопироксен в различной степени замещен амфиболом: присутствуют как абсолютно свежие зерна, так и полностью амфиболизированные с образованием псевдоморфоз. Рудный минерал образует 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 симплектитовыми срастаниями ортопироксена и рудного минерала.

Особо следует выделить безрудные *лейкократовые 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 порфиroidной 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 магнeзиальности $Mg\# = 100Mg / (Mg + Fe^*)$, 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.

Таблица 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)
Компонент	Gk 2-2	GK 4-1			Gk 3-2	Gk 11-2		
	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	-	-	-	-	-	-	-	-

Окончание таблицы 3.2

ПП	9(3)	10(2)	11 (2)	12 (2)	13 (2)	14 (2)	15 (2)	16 (2)
Компо- нент	Gk 11-3				Gk 12-1			
	Ol			Amph	Opx		Pl	
	SiO ₂	39.54	38.44	38.74	38.59	53.34	52.59	46.70
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
ПП	17(1)	18(2)	19(2)	20 (3)				
Компо- нент	Gk 12-3		Gk 3-4	Gk 7-2				
	Opx	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

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 амфиболлизированных 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 минимальное содержание ферросилитового минерала обнаруживают клинопироксены троктолита (Fs_{1-7}) (обр. Gk 4-1), для остальных пород диапазон колебаний содержания ферросилитового минерала составляет (Fs_{10-17}).

В клинопироксенах из изученных образцов магнезиальность ($Mg\#=100Mg/(Mg+Fe^*)$) составляет 87.94–82.9 – для троктолитов и оливинного 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 TiO_2 (порода) – $Mg\#$ (клинопироксен).

В изученных клинопироксенах наблюдаются значительные вариации содержания хрома ($Cr_2O_3=0-0.53$ мас.%), и более умеренные марганца ($MnO=0.15-0.35$ мас.%). Величина глиноземистости колеблется в пределах 3.33–1.37 мас.%. Клинопироксен в изученных габбро характеризуются низкими и слабо варьирующими содержаниями TiO_2 . 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. 3.7 а), в координатах $Mg\#-TiO_2$; 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 поведении взаимосвязи глинозема и $Mg\#$. Составы клинопироксенов распадаются на два поля (рис. 3.7 б), в одном из которых содержания глинозема увеличиваются при уменьшении $Mg\#$, а в другом увеличиваются прямо пропорционально.

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

Компонент	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
Компонент	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

Окончание табл. 3.3

Компо- нент	GK 12-1			GK 12-3			GK 2-1			
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
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	
Компо- нент	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.

Петрохимическая и геохимическая характеристика пород

Петрохимическая характеристика. Данные анализов петрогенных и редких элементов приведены в табл. 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

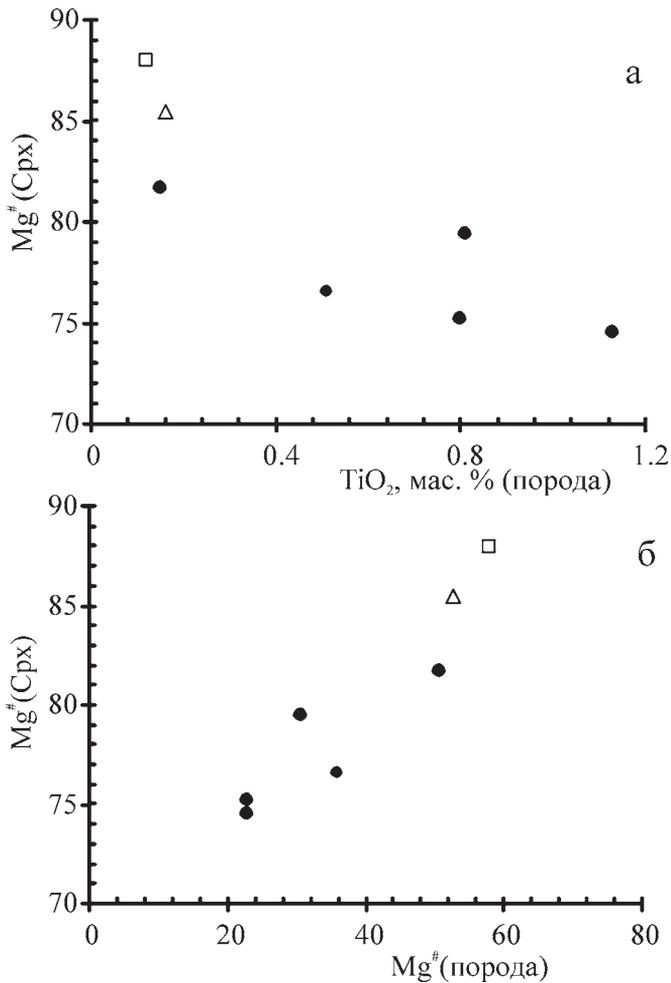


Рис. 3.6. Диаграммы зависимости магнезиальности (Mg#) клинопироксена от содержания TiO_2 (мас.%) в породе (а) и магнезиальности породы (б)
Условные обозначения см. рис. 3.8

($Mg\# = 100Mg / (Mg^{+} + Fe^{*})$), 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 магнезиальности составляют 48.75–27.94 мас.%, за исключением единственного образца габбро-анортозита Gk 7-2, в котором $Mg\# = 57.42$ мас.%. Вторую группу образуют породы, содержащие оливин ($Mg\# = 75.78–59.45$).

Оливиносодержащие 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

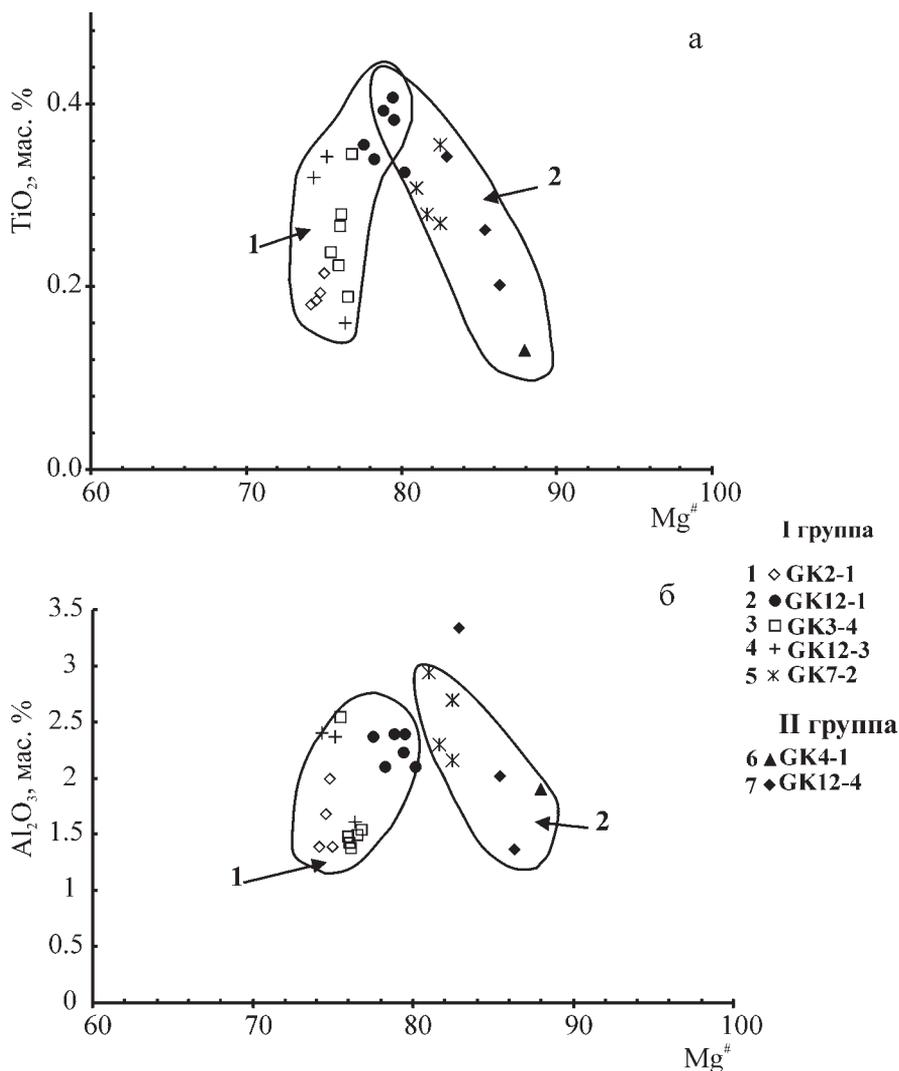


Рис. 3.7. Диаграммы зависимости содержаний TiO_2 (а) и Al_2O_3 (б) (мас.%) от магнезиальности для клинопироксена из интрузивных пород Громадненско-Вургувеевского массива
 I группа: 1–4 – габбро-нориты, 5 – габбро-анортзит; II группа: 6 – троктолит, 7 – оливиновое габбро. Сплошными линиями околтурены составы с прямой (1) и обратной (2) корреляцией

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

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

Ком- по- 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
Сум- ма	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

Продолжение таблицы 3.4

Ком- по- 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
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
Ком- по- 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
Сум- ма	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

Окончание таблицы 3.4

Ком- по- 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
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: 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 (плагноклазовые дуниты); 17, 18 – троктолиты; 19, 20 – оливковое габбро; 21, 22 – амфиболитизированные верлиты. FeO – общее железо; прочерк: содержание элемента не определялось.

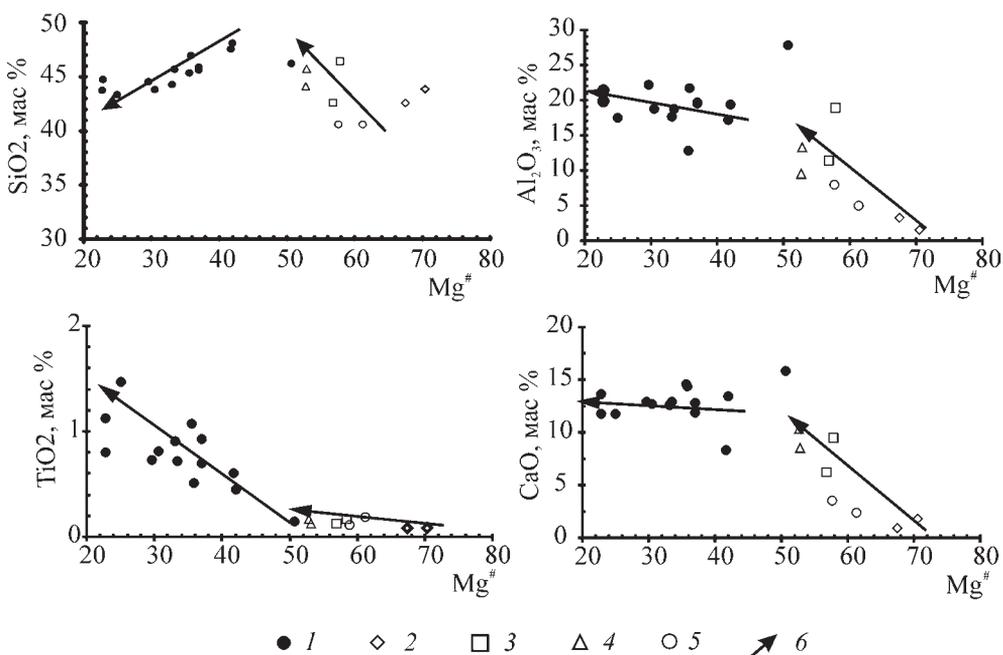


Рис. 3.8. Диаграммы зависимости содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO (мас.%) от магнезиальности ($100\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^*)$) для интрузивных пород Громаднинско-Вургувеевского массива

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

17.7–21.66 мас.%, не образуя выраженного тренда составов. Вариации кальция подчинены тем же закономерностям, что и таковые глинозема и составляют $\text{CaO}=8.36\text{--}15.87$ мас.%.
Геохимическая характеристика. Общей чертой всех изученных образцов является низкая суммарная концентрация РЗЭ ($\text{La}+\text{Sm}+\text{Yb}=0.71\text{--}2.98$ г/т) (табл. 3.4), которая увеличивается от амфиболизированного верлита к троктолитам и достигает максимума в габбро-норитах (рис. 3.9 а). Однако наименьшие со-

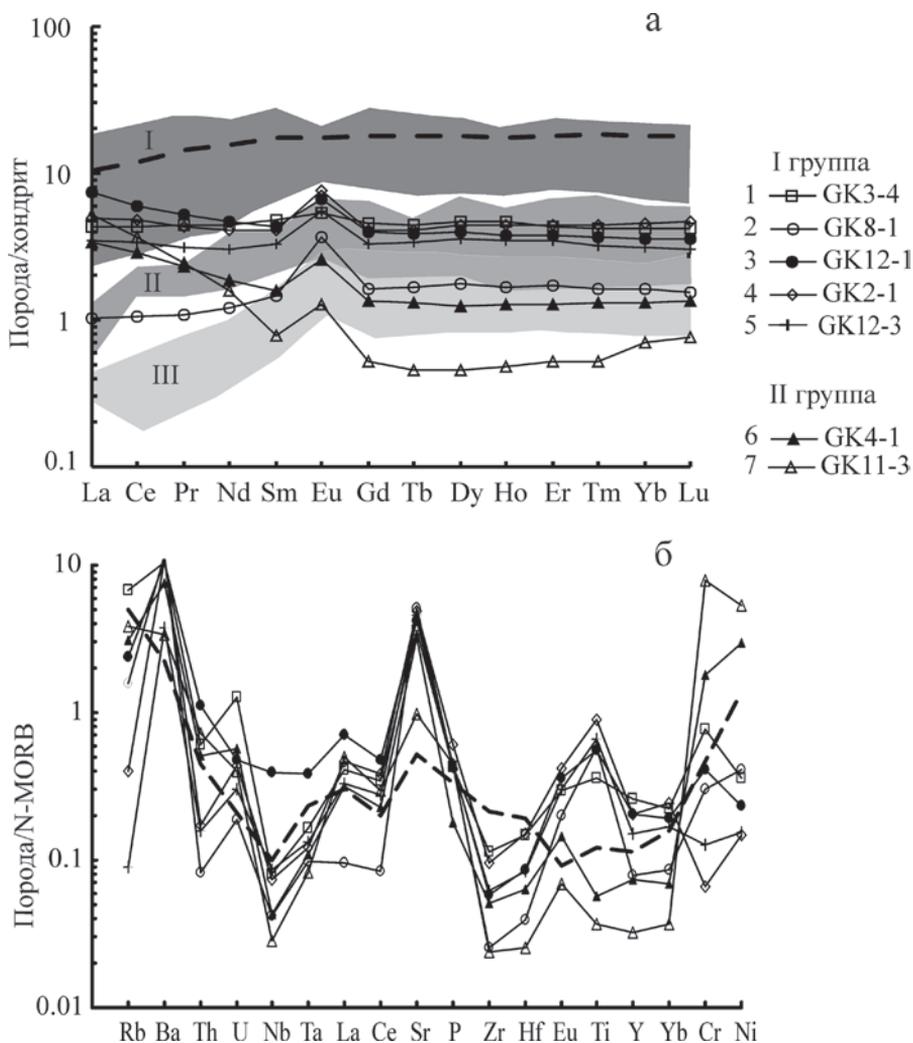


Рис. 3.9. Спектры распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (Anders, Grevesse, 1989) (а) и элементов-примесей, нормированных по N-MORB (Sun, McDough, 1989) (б) для интрузивных пород Громаденско-Вургувеевского массива

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 Кемпирсайского массива (Ферштаттер, 1996); III – габбро офиолитов Троодос (Kay, Senechal, 1976). Пунктирная линия – состав базальта N-MORB (Sun, McDough, 1989). б: пунктирная линия – состав бонинита Идзу-Бонинских островов (Шараськин, 1992)

держания P3Э 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 P3Э. В нормализованных к хондриту спектрах содержаний P3Э наблюдается положительная аномалия европия ($Eu/Eu^*=1.5-4.7$), отражающая интенсивную аккумуляцию плагиоклаза. В области средних и тяжелых элементов спектры распределения P3Э для всех образцов имеют практически одинаковую конфигурацию ($Sm/Yb)_n=0.9-1.2$, а в области легких лантаноидов между ними наблюдаются некоторые различия. В ряде образцов габбро-норитов (GK3-4, GK12-3, GK2-1) отношение легких P3Э к средним приближается к единице ($La/Sm)_n=0.9-1.2$. Образец габбро GK8-1 деплетирован легкими элементами ($La/Sm)_n=0.7$, а образцы троктолита GK4-1 и габбро-норита GK12-1, обогащены легкими P3Э относительно средних и тяжелых ($La/Sm)_n=1.7-2$ соответственно.

Наиболее обогащенным легкими P3Э является образец амфиболизированного верлита, в котором отношение ($La/Sm)_n=6.83$, что приводит к U-образной форме спектра распределения P3Э.

Для интрузивных пород Громаднинско-Вургувеевского массива характерны близкие особенности распределения элементов-примесей: обогащение КИЛ элементами и значительное обеднение ВЗЭ элементами (рис. 3.9 б). 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 модального 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. 3.9 б).

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 руч. Коральвеев, а также части даек руч. Крутой концентрации магния соответствуют $MgO=3.5-4.83$ мас%. Другая часть даек из бассейна руч. Крутой характе-

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

Компоненты	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	-	-

Продолжение таблицы 3.5

Компо- ненты	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
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
Компо- ненты	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
Сумма	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

Окончание таблицы 3.5

Компоненты	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
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: 1–6 диабазовые дайки руч. Коральвеем; 7–14 – диабазовые дайки руч. Крутой.

ризуется 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 коральвеемских даек, и $TiO_2=0.7-1.5$ мас% – для даек руч. Крутой.

Как видно из диаграммы зависимости $Mg\#-TiO_2$ (рис. 3.10 а) в Коральвеемских дайках увеличение количества титана происходит практически при постоянной магнезиальности. Эти же образцы на диаграмме в координатах $Mg\#-MgO$ (рис. 3.10 б) 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. Составы одной части даек близки к составам Коральвеемских даек, вместе с которыми образует диапазон концентраций глинозема $Al_2O_3=15-15.7$ мас%, кальция $CaO=4.6-8.9$ мас%. Другая часть составов диабазов руч. Крутой характеризуется повышенными концентрациями глинозема $Al_2O_3=16.07-17.6$ мас% и кальция $CaO=10.1-12.67$ мас%.

Распределение РЗЭ в дайках Коральвеемского разреза достаточно однородно (рис. 3.11). Во всех образцах наблюдаются умеренные суммарные концентрации РЗЭ $La+Sm+Yb=9.6-11.6$ г/т. – в диабазах, и $La+Sm+Yb=17.75$ г/т – в андезите. Все образцы характеризуются обогащением ЛРЗЭ по отношению к средним и тяжелым: $(La/Sm)_n=1.08-1.47$ и $(La/Yb)_n=1.42-1.83$. На спайдеграммах, нормированных на примитивную мантию (рис. 3.12 а), распределение рассеянных элементов имеет ярко выраженный островодужный характер с обогащением КИЛ элементами и Ta-Nb минимумом. Спектры образцов параллельны и совпадают с полем островодужных толеитов Марианской островной дуги (рис. 3.12 а). Аналогичный характер распределения мультиэлементов наблюдается в ряде образцов из бассейна руч. Крутой. По этим параметрам они совпадают с Коральвеемскими диабазами, что иллюстрируется спайдеграммой на рис. 3.12 б.

По характеру распределения РЗЭ диабазы из даек руч. Крутой образуют две группы. Одна из них имеет характер распределения РЗЭ близкий к Кораль-

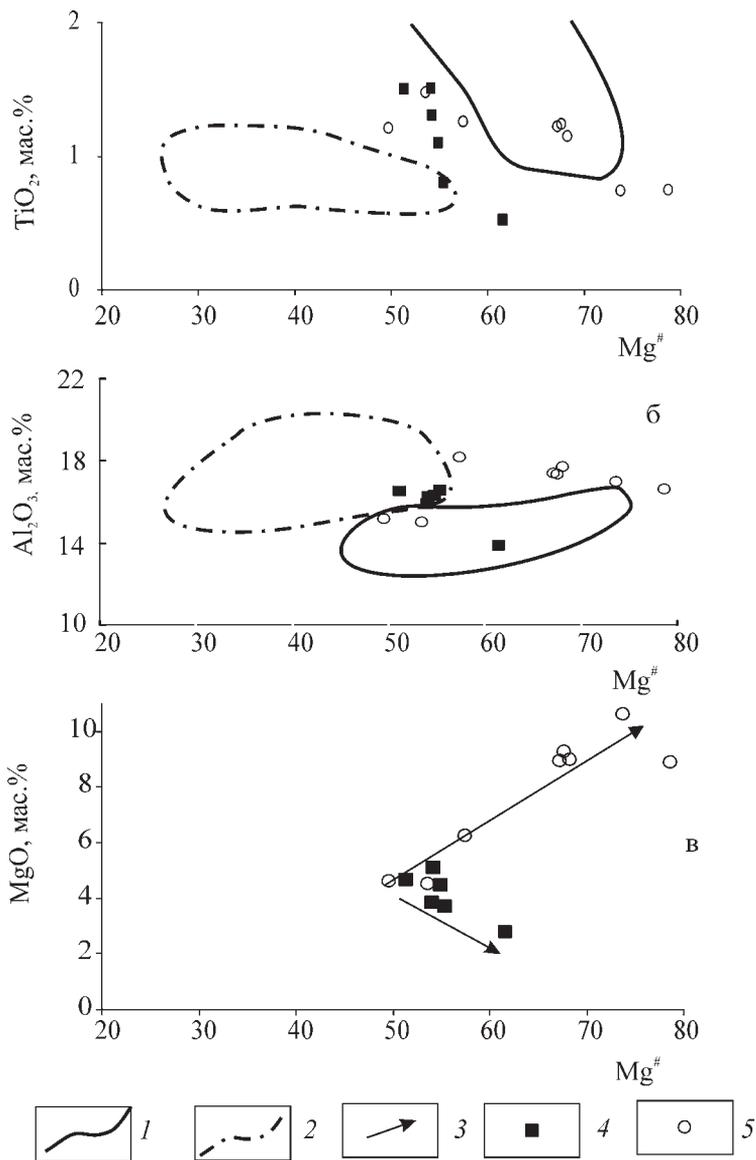


Рис. 3.10. Зависимости TiO_2 , Al_2O_3 , MgO (мас.%) от магнезиальности для пород дайковых серий Громадненско-Вургувеевского массива. Диаграммы построены для составов, пересчитанных на 100%

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

веевским диабазам с общим уровнем содержаний $\text{La}+\text{Sm}+\text{Yb}=8.8\text{--}10.1$ г/т, и повышенными концентрациями ЛРЗЭ по отношению к средним и тяжелым: $(\text{La}/\text{Sm})_n=0.9\text{--}1.2$ и $(\text{La}/\text{Yb})_n=1.22\text{--}1.66$. Вторая группа образцов характеризуется низкими суммарными концентрациями РЗЭ $\text{La}+\text{Sm}+\text{Yb}=4.4\text{--}6.5$ г/т, обедне-

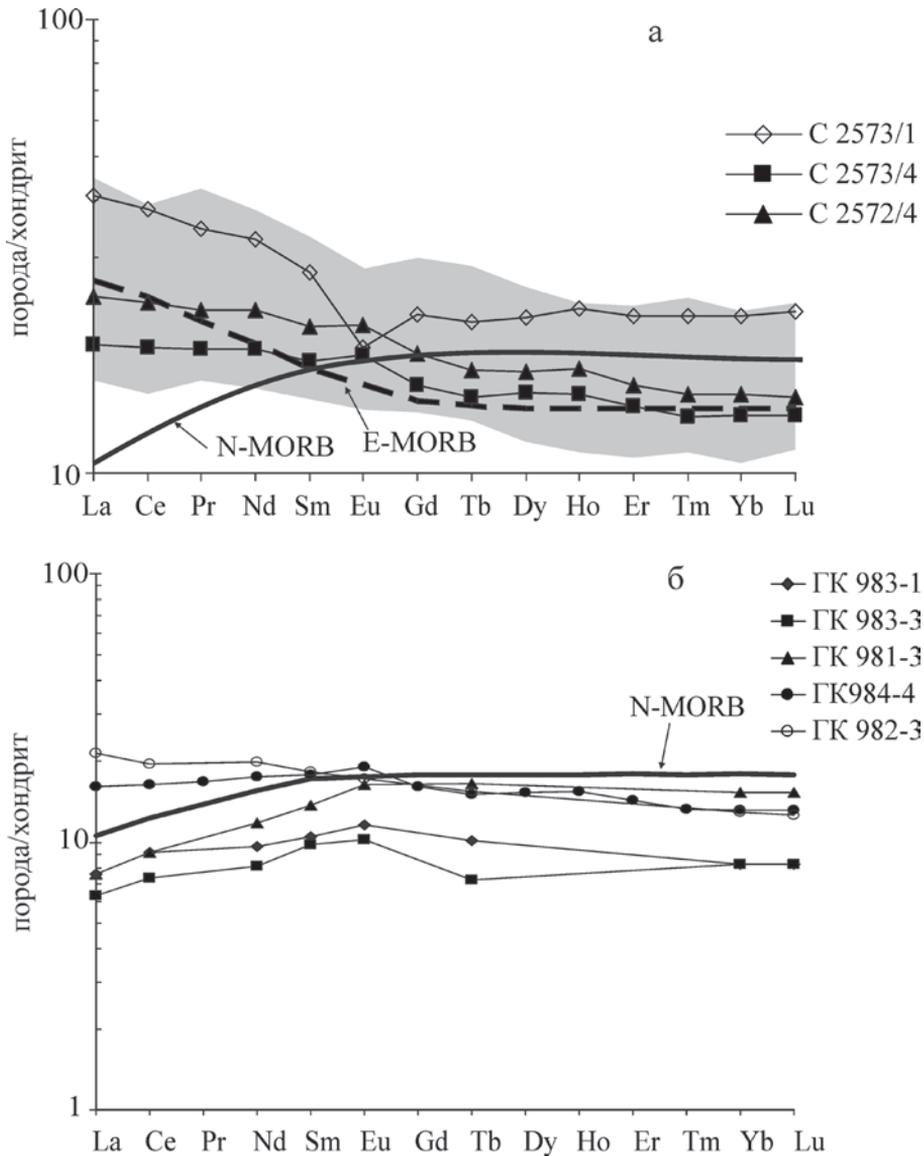


Рис. 3.11. Спектры распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (Anders, Grevesse, 1989) для диабазовых серий руч. Коральвеем (а), и руч. Крутой (б)
 Поле на (а) – островодужные толеиты Марианской дуги по (Elliot, 1997). Толеиты N- и E-MORB, по (Сахно, Мартынов, 1987)

нием ЛРЗЭ и равномерным распределением средних и тяжелых РЗЭ ($(La/Sm)_n = 0.55-0.73$, $(La/Yb)_n = 0.5-0.92$). Подобный характер распределения РЗЭ характерен для продуктов расплавов типа N-MORB (рис. 3.11 б).

С целью более точного определения геодинамических условий образования дайковых серий Громадненско-Вургувеевского массива были выбраны эле-

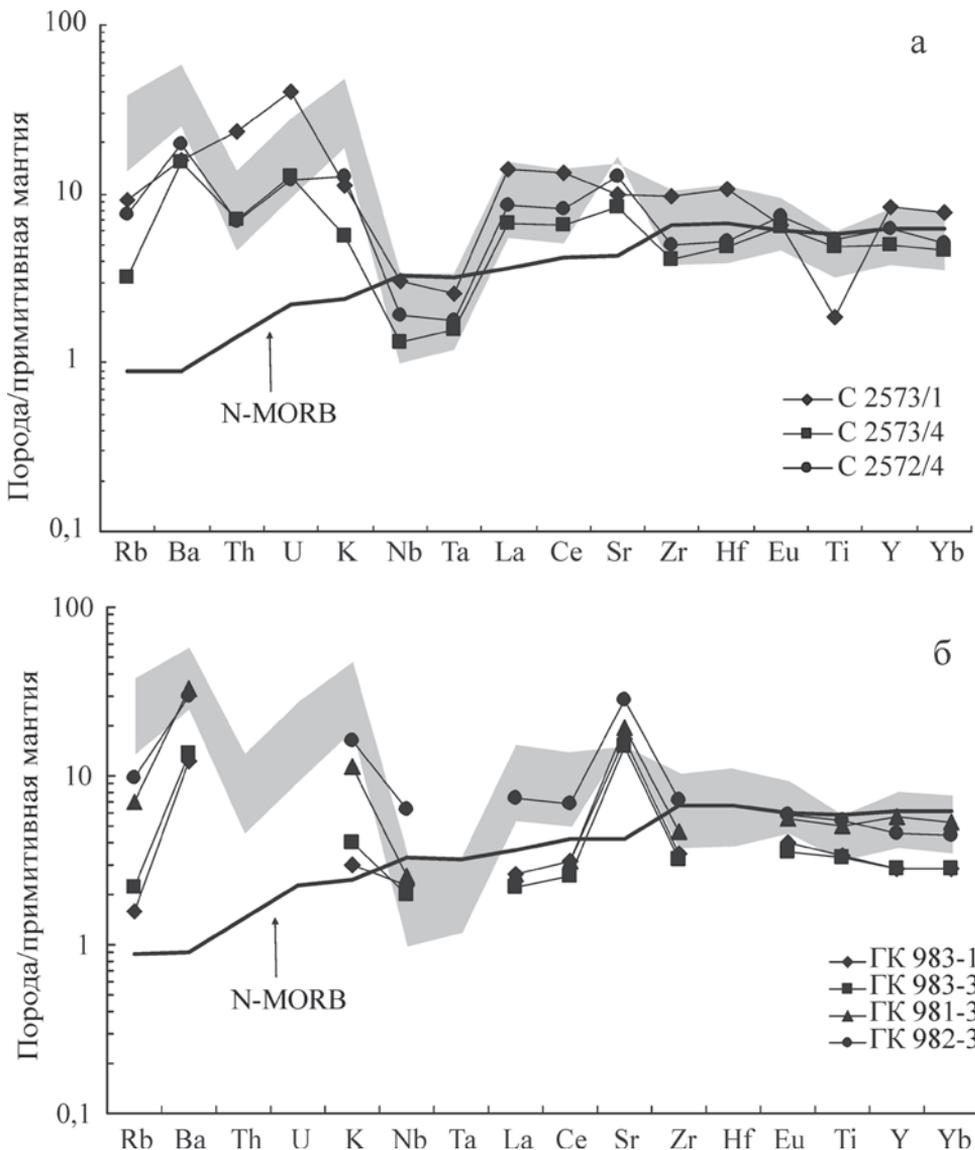


Рис. 3.12. Спайдерграммы элементов-примесей, нормированных к примитивной мантии по (Sun, McDonoug, 1989) для диабазовых серий руч. Коральвеем (а) и руч. Крутой (б). Поля на рисунках – вулканиты Марианской дуги по (Elliot et al., 1997)
Спектр N-MORB, по (Sun, McDonoug, 1989)

менты 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. 3.13 а) характер распределения титана, хрома и никеля для образцов из дайкового комплекса Коральвеемского

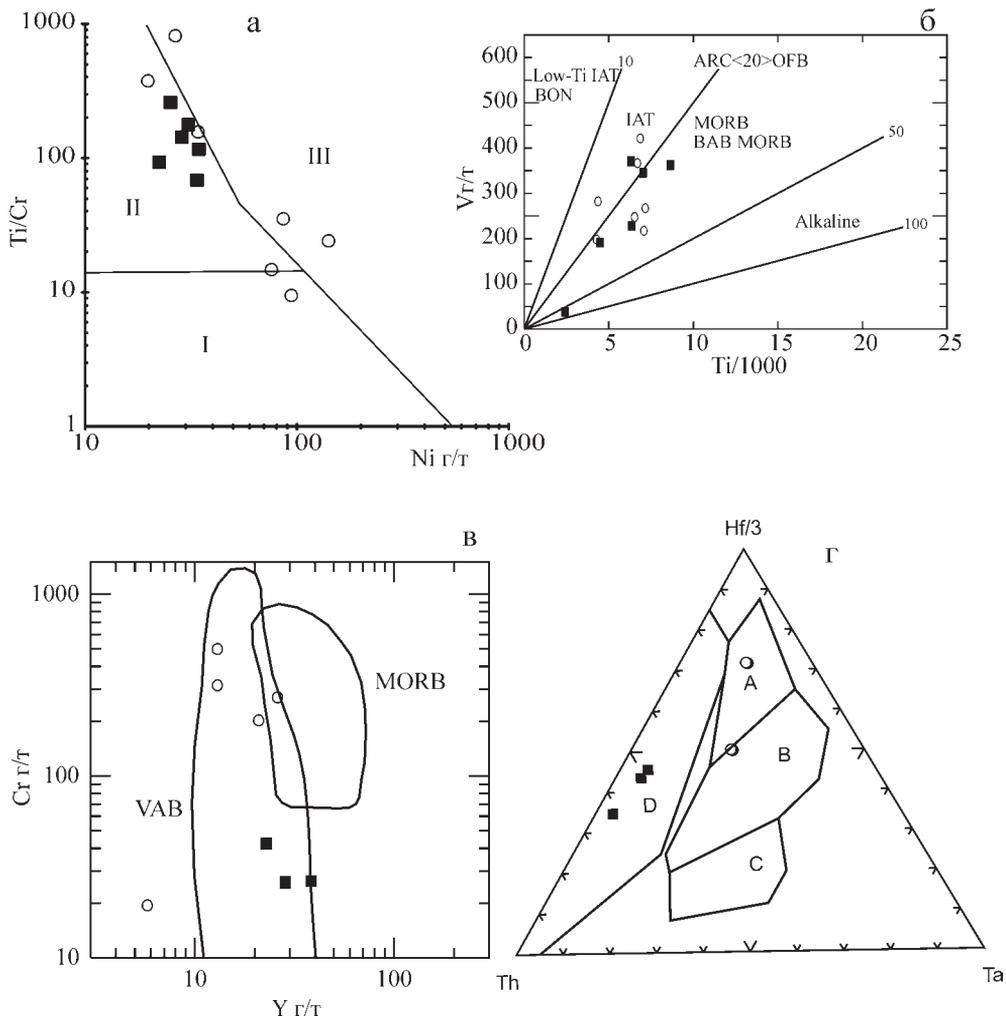


Рис. 3.13. Дискриминантные диаграммы $\text{Ni (г/т)}-\text{Cr/Ti}$ (а), по (Куренков и др., 2002), $\text{Ti/1000}-\text{V (г/т)}$ (б), по (Shervasis, 1982), $\text{Y (г/т)}-\text{Cr (г/т)}$ (в), по Pearce, 1982, $\text{Th}-\text{Hf/3}-\text{Ta}$ (г), по (Wood, 1980)

Поля на (б) и (в): IAT – островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, VABB – 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

разреза показывает, что все точки составов располагаются в поле умеренно-титанистых островодужных серий, однако часть расположена вблизи с границей области океанических составов. Точки составов диабазов из руч. Крутой образуют две группы. Одна из них близка к составам коралвеевских даек,

попадая как в поле умереннотитанистых островодужных составов, так и в поле высокотитанистых океанических. Точки составов другой группы, с низкими содержаниями титана, попадают как в островодужные, так и в океанические области, вблизи линии их раздела.

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

По соотношению Y и Cr (рис. 3.13 в) составы Коральвеевских даек демонстрируют низкие концентрации хрома и 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. 3.13 г) точки составов двух изученных комплексов четко разделяются. Составы Коральвеевских даек занимают островодужное поле; составы даек руч Крутой попадают 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 , а фигуративная точка образца попадает в поле базальтов COX. (рис. 3.14).

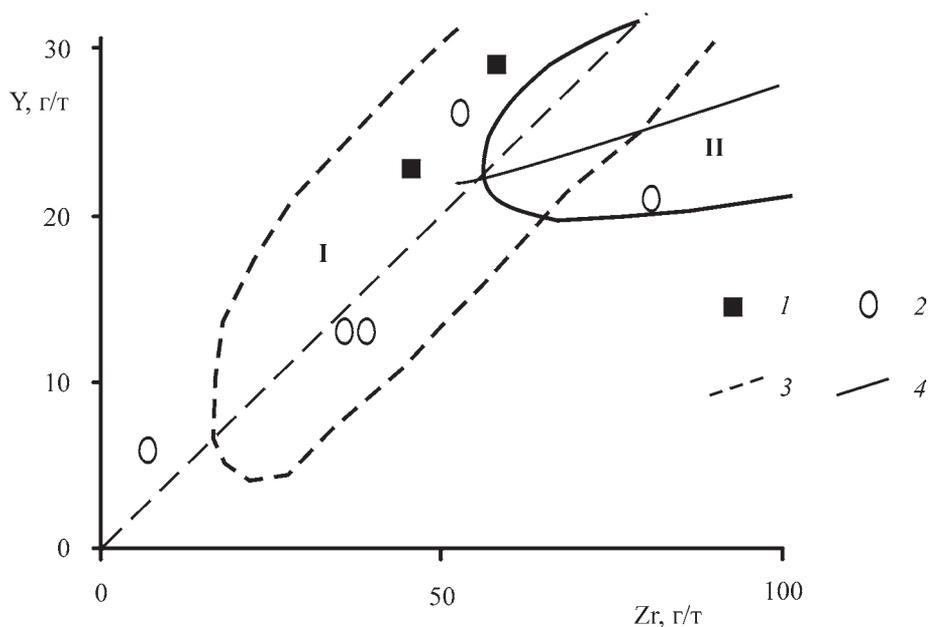


Рис. 3.14. Диаграмма $Zr-Y$, по (Куренков и др., 2002) для составов диабазовых серий участков руч Коральвеем и руч Крутой

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

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 (Ol-габбро) САХ (Miyashiro, 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

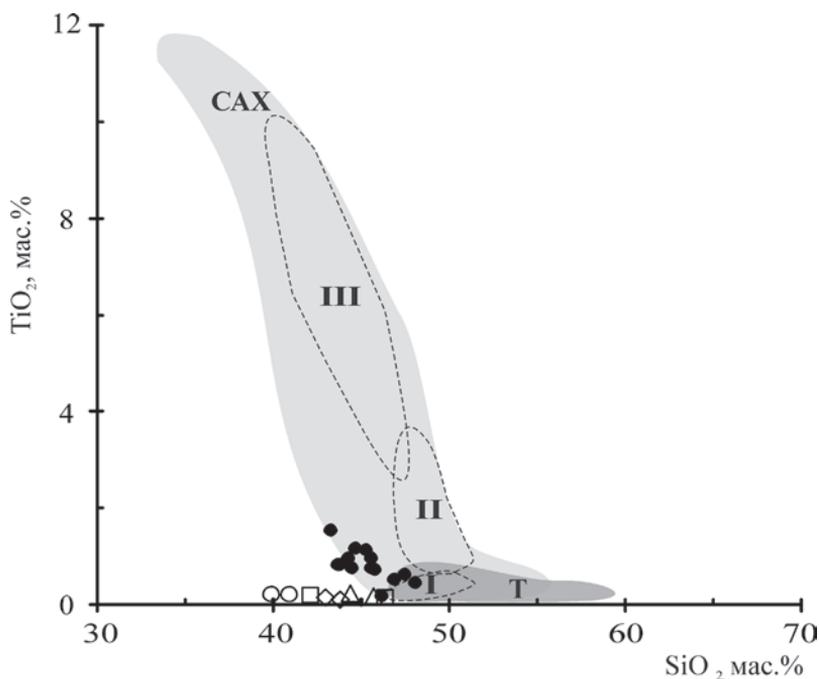


Рис. 3.15. Диаграмма зависимости содержания TiO_2 (мас.%) от SiO_2 (мас.%) для интрузивных пород Громадненско-Вургувеевского массива

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

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 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--TiO}_2$ и $\text{Mg\#--Al}_2\text{O}_3$ (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 земель, что сближает эти породы с интрузивными комплексами офиолитов, сформированными в надсубдукционной обстановке. Напротив, океанические габброиды отличаются более высоким уровнем накопления РЗЭ (рис. 3.9 а). Примечательно, что в габброидах Громадненско-Вургувеевского массива наблюдаются определенные закономерности в распределении ЛРЗЭ. Во-первых, габбро-нориты первой группы в координатах $\text{TiO}_2\text{--}(\text{La}/\text{Sm})_n$ (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 $(\text{La}/\text{Sm})_n=1.74$ (близкие к наименьшим значениям этого параметра в оливинсодержащих породах второй группы $(\text{La}/\text{Sm})_n=2.12$), так и пониженные – $(\text{La}/\text{Sm})_n=0.74$ (соответствующие таковым в плутонических частях офиолитов, в формировании которых принимали участие надсубдукционные толеитовые расплавы, обедненные ЛРЗЭ (рис. 3.9 а).

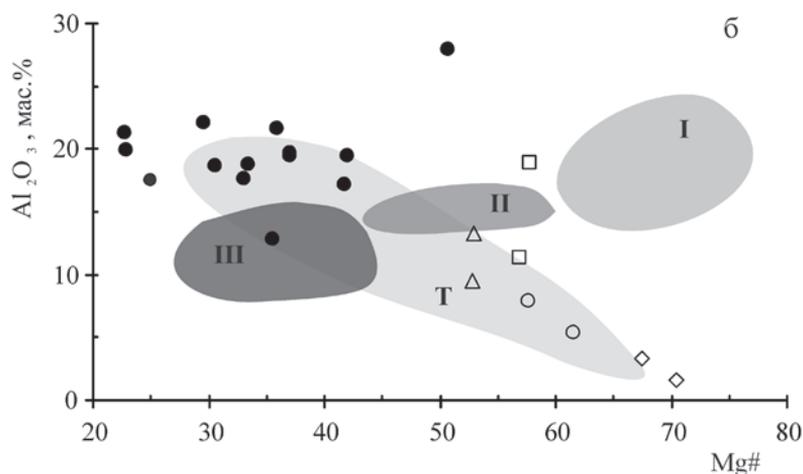
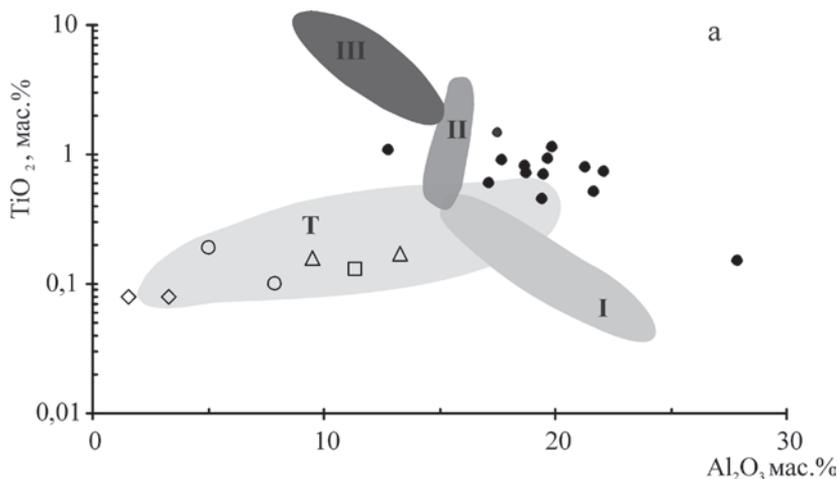


Рис. 3.16. Диаграммы зависимостей: TiO_2 – Al_2O_3 (а) и Al_2O_3 – $\text{Mg}\#$ (б) для интрузивных пород Громадненско-Вургувеевского массива
Условные обозначения см. рис. 3.7 и 3.14

Во-вторых, оливинсодержащие породы второй группы обнаруживают существенно более высокие отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n = 2.12$ – 6.83 , по сравнению с габбро-норитами первой группы $(\text{La}/\text{Sm})_n = 0.7$ – 1.74 , и по этому параметру сопоставимы с бонинитовыми габбро желоба Тонга (рис. 3.17). При этом самое высокое значение отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n = 6.83$ установлено для образца амфиболлизированного 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 (Кеpezжинскас, Савичев, 1991; Злобин, Закариадзе, 1993).

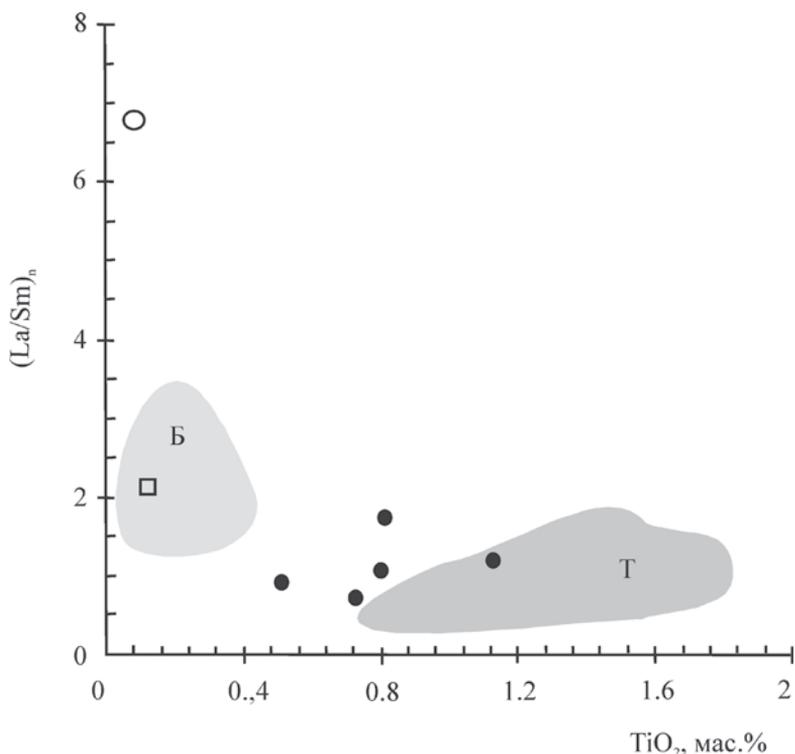


Рис. 3.17. Диаграмма зависимости отношения $(La/Sm)_n$ от TiO_2 (мас.%) для интрузивных пород Громадненско-Вургувеевского массива

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-Вургувеевского 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. 3.9 б), 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.

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) (Вещалува 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.

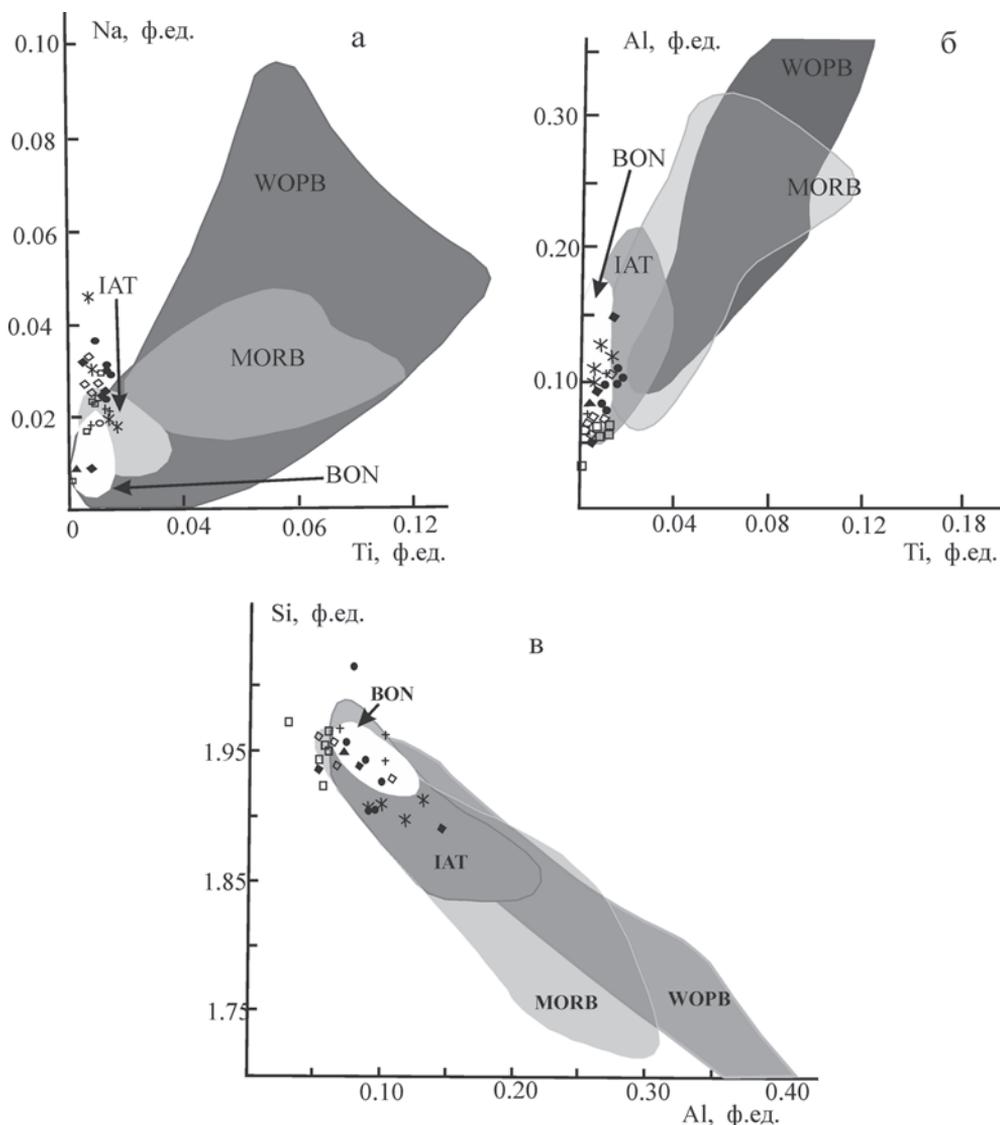


Рис. 3.18. Зависимости Ti–Na (а), Ti–Al (б), Al–Si (в) для клинопироксенов из габброидов Громадненско-Вургувеевского массива

Поля составов приведены по (Вещалува 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.

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 $Mg\# = 75.2\text{--}80.2$. 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 надсубдукционной обстановке, 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 бонинитового 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 шпирсы.

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 диабазовых 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-Анюйской сутуры и ранее многими исследователями рассматривались в качестве фрагмента ЮАС (Сеславинский, 1979; Натальин, 1984; Парфенов, 1984; Лычагин 1991а, б 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-Вургувеемского 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 вулканиты, 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 близкие

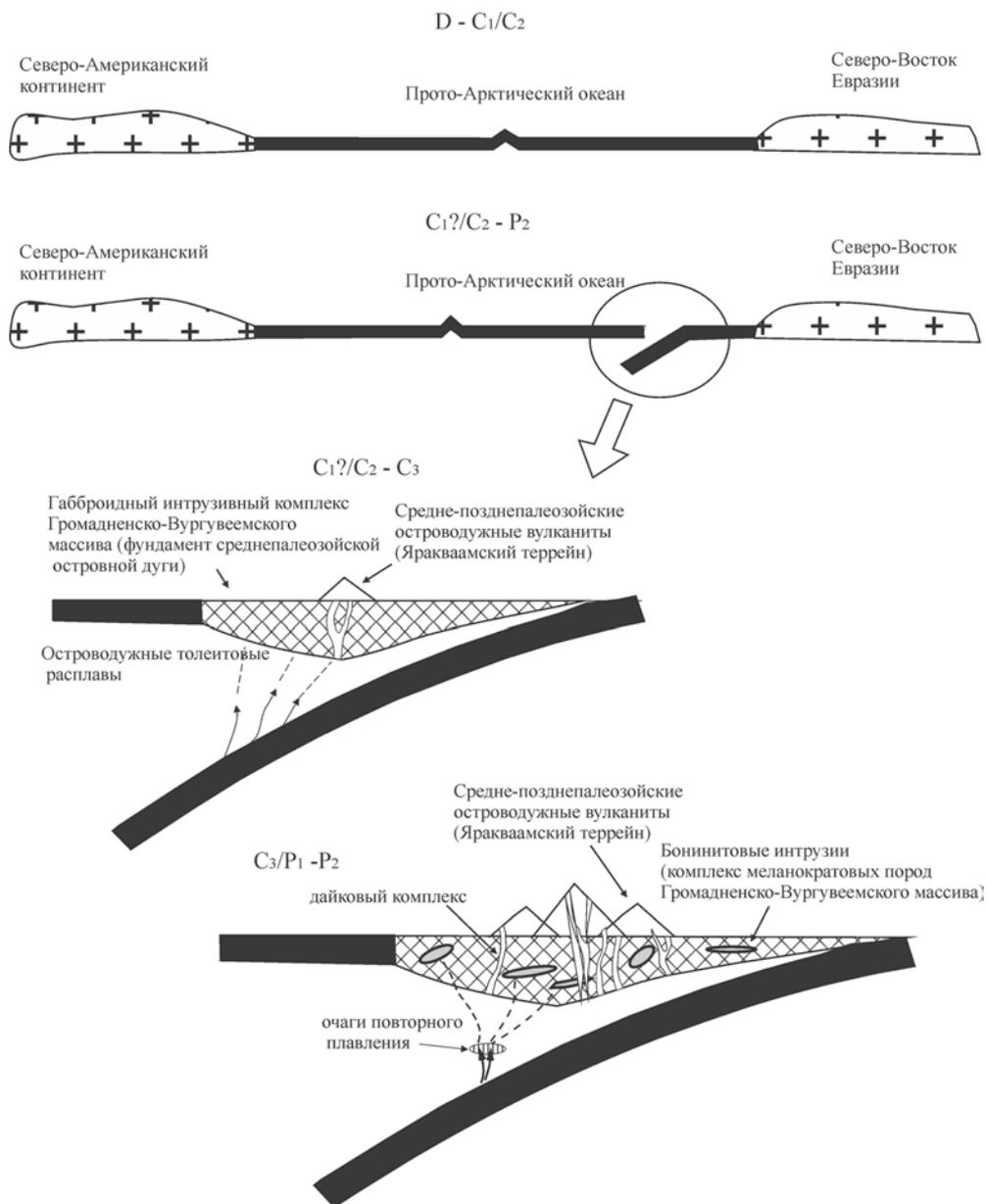


Рис. 4.1. Схема тектоно-магматической эволюции Громадненско-Вургувеевского офиолитового массива

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

Наличие в составе Алучинского массива океанических, переходных и островодужных реститовых ультрабазитов позволяет рассмотреть их тектони-

ческую 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. 2.40), они образуют эволюционный тренд, практически совпадающий с трендом перидотитов из точки «Коникэл симаунт» Идзу-Бонин-Марианской надсубдукционной системы (Parkinson, Pearce, 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, Pearce, 1998; Pearce et al., 2000).

Единственными датированными интрузивными породами Алучинского массива являются кумулятивные габбро, возраст которых согласно приведенным выше данным составляет 280–265 млн. лет (ранняя–поздняя 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 Антипиha, 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 Антипиha (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 Антипиha.

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

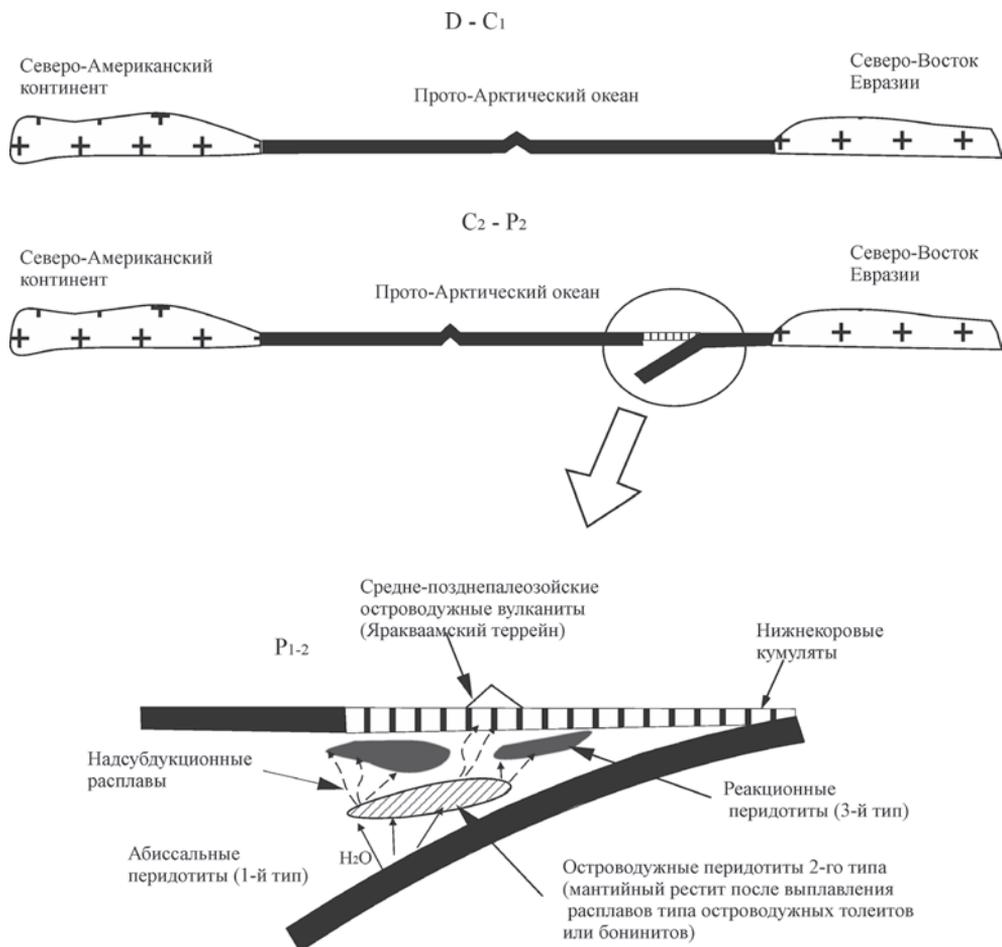
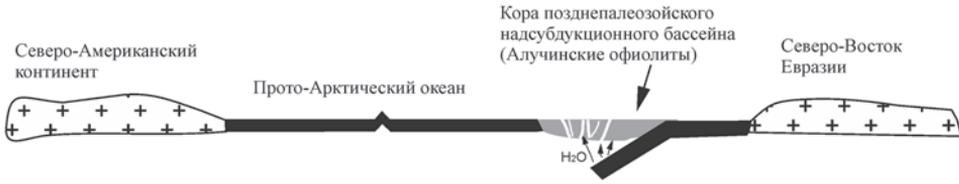


Рис. 4.2. Схема тектоно-магматической эволюции Алучинского офиолитового массива

Дальнейшая тектоническая эволюция Алучинского комплекса связана с продолжением надсубдукционных процессов в мезозое (рис. 4.3). В средне-триасовое время продолжают генерироваться островодужные расплавы, которые интродуцируют ультрабазиты и образуют дайковую серию Алучинского массива (стадии 1, 2 на рис. 4.3). В поздне-триасовое 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

Стадия 1 (T₂?)

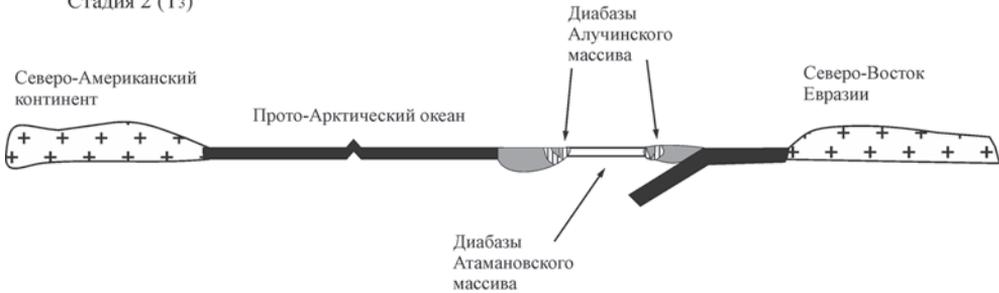


Начало растяжения в ультрабазитах Алучинского массива. Формирование Алучинской дайковой серии с островодужными характеристиками (arc like member)

Продолжение стадии 1 (T₂?)



Стадия 2 (T₃)



Образование задугового бассейна. Формирование дайковой серии Атамановского массива с преобладанием характеристик N-MORB

Рис. 4.3. Схема тектоно-магматической эволюции Атамановского массива

наблюдается совпадение, как возрастов, так и особенностей состава, что позволяет предположить, что их разрезы 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

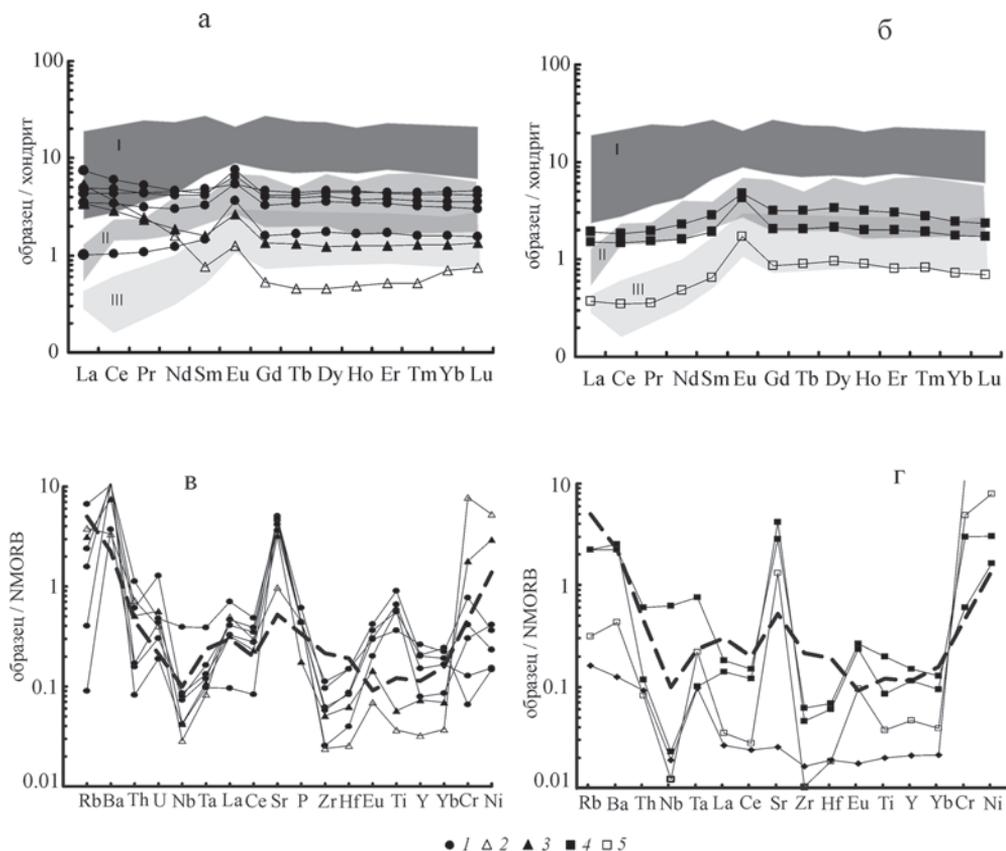


Рис. 4.4. Спектры распределения РЗЭ (а, б), нормированных по хондриту (Sun, McDonough, 1989), и элементов-примесей (в, г), нормированных по N-MORB (Sun, McDonough, 1989), для нижнекоровых кумулятов Громадненско-Вургувеевского массива (а, в) и Алучинского массива (б, г)

Поля: I – габбро Восточно-Тихоокеанского поднятия (Pedersen et al. 1996); II – габбро Кемпирсайского массива (Ферштаттер, 1996); III – габбро офиолитов Троодос (Kay, Senechal, 1976). пунктирная линия – состав бонинита Идзу-Бонинских островов (Шараськин, 1992). 1 – габбро-нориты; 2 – верлит; 3 – клинопироксеновый троктолит; 4 – оливиновое габбро; 5 – габбро

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, пред-

дуговые и задуговые бассейны могла развиваться в обширном океаническом бассейне. Согласно данным (Соколов и др., 2015) 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 (табл. 4.1). 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 обломки пород офиолитов (Соколов и др. 2010 а), таким образом, формируется Алазейско-Олойская островодужная система. Отсутствие данных о полярности этой зоны позволяет предположить два варианта (Соколов и др., 2015). В первом случае кора Прото-Арктического океана субдуцирует под структуры Северо-Азиатского континента (рис. 4.5 а), во втором – наоборот (рис. 4.5 б).

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..., 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 ситему продолжает субдуцироваться океаническая кора остаточного позднеюрско-раннемелового Южно-Ануйского бассейна.

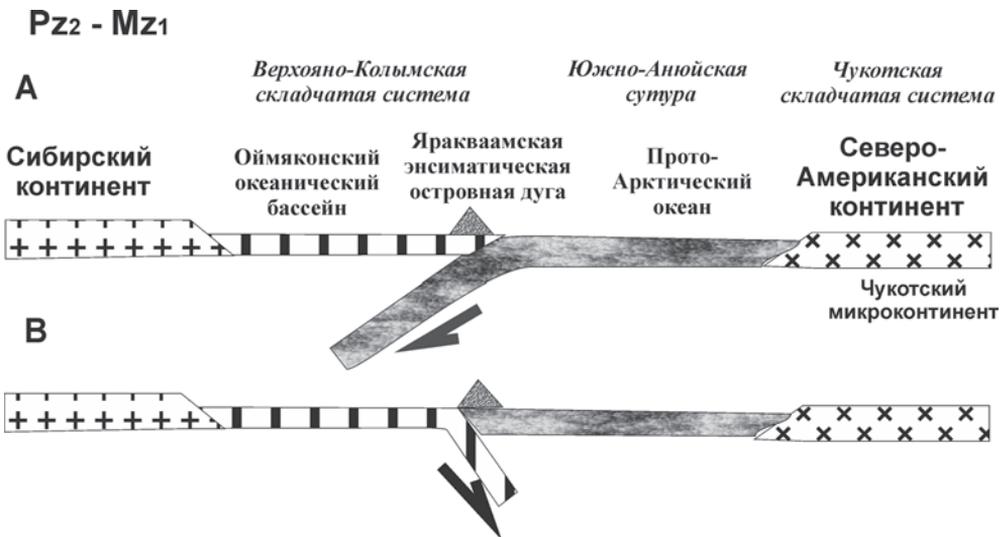


Рис. 4.5. Палеогеодинамический профиль для позднепалеозойского - раннемезозойского времени (Соколов и др., 2010а; 2015)

Таблица 4.1. Этапы геодинамической эволюции конвергентной границы между окраиной Северо-Азиатского континента и Протоарктическим океаном

ВРЕМЯ	СОБЫТИЯ	ИНДИКАТОРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ
Ранний карбон–поздняя пермь	Заложение и развитие зоны субдукции (Яракваамская островная дуга)	Островодужные вулканы Яракваамского террейна (C_1-P_2), Громадненско-Вургувеемский массив: плутонический комплекс (C_1-P_1), дайковый комплекс (P_2) Алучинский массив: плутонический комплекс (верхняя граница P_{1-2})
Поздний триас–средняя юра	Амальгамация Алучинского и Громадненско-Вургувеемского массивов и островодужных террейнов (образование системы Алазейско-Олойской дуг)	Позднетриасовые конгломераты, вулканогенно-терригенные комплексы Яракваамского террейна (T_3-J_2)
	Образование задугового бассейна	Дайковые серии типа (BABV) Алучинского офиолитового комплекса
Поздняя юра–ранний мел	Остаточный Южно-Анюйский бассейн	Турбидиты J_3-K_1
	Субдукция под акреционную кору Северо-Азиатского континента, на краю которого существовал Олойский вулканический пояс	Вулканы дифференцированной серии J_3-K_1 , Акреционная призма с фрагментами океанической коры
	Коллизия Азии и Чукотки	Постколлизийные граниты 115–117 млн лет

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 Громадненско-Вургувеемского массива, а в западной – тектономагматическим 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. Антипики 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 спрединговый 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 (BABB). 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 BABB.

Таким образом, дайковые серии Алучинского комплекса отражают начальную и зрелую стадии эволюции поздне триасового задугового бассейна.

В составе нижнекорового интрузивного комплекса Громадненско-Вургувеемского перидотит-габбрового массива выделены две группы пород. Породы первой группы слагают 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, оливиновые 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-Вургувеемского массива представлен двумя дайковыми сериями. Первая, островодужная (р. Коральвеем), представлена многочисленными дайковыми телами базальт-андезитового состава, которые структурно связаны с каменноугольно-пермскими вулканитами Яракваамского террейна. Вторая серия (руч. 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-Вургувеемский 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-Вургувеемского 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 РЗЭ и рассеянных элементов в некоторых образцах. Породы Громадненско-Вургувеемского 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-Вургувеемского массива (руч. 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

- Аксенова В.Д., Довгаль Ю.М., Стерлигова В.Е.* Никелево-хромовая минерализация Алучинского гипербазитового массива // Геология и геофизика. 1970. №2.
- 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., Ишиватару А., Дмитриченко 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.
- Базылев Б.А.* Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества. Автореф. дисс... докт. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 2003. 49 с.
- 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.: ИЛ РАН, 1992. 56 с.
- Бондаренко Г.Е.* Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойского северного обрамления Тихого океана. Автореф. дисс... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2004. 46 с.
- Бондаренко Г.Е., Лэйер П., Соколов С.Д. и др.* Реконструкция истории Южно-Ануйского палеоокеана по данным Ar/Ar датирования // Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 60–63.
- Бондаренко Г.Е., Лучицкая М.В.* Мезозойская тектоническая эволюция Алярмаутского поднятия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. 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.* 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.: ГЕОС, 2004. С. 15.
- 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-Ануйской сутуры (Палеогеодинамические аспекты формирования) // ДАН. 2003. Т. 388. № 4. С. 521–525.

Гедько М.И., Постников С.Н., Свирина М.А. Геологический отчет по космоаэро-геологическому картированию на территории листов R-58, 59, 60, Q-57, 58 в течение 1988–1990, М.: Аэрогеология, 1991. 310 с.

Глотов С.П., Говорющенко И.И., Шверук В.В. Отчет о ГДП м-ба 1:50000 по площади листов Q-58-33-В,Г, 35-В-а,в,г, 46-А-а, Б-а,б, 47-А-а,б, и ГС м-ба 1: 50000 с общими поисками в пределах листов Q-58-35-Б-б, Г-а,б на междуречье Орловка-Нутесын в 1990–95 гг. (Хребтовый ГСО). Чукотгеолком, Анойское ГГГП, 1995.

Довгаль Ю.М. Офиолитовые формации Алучинского поднятия // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 17. Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1964.

Довгаль Ю.М., Городинский М.Е., Стерлигова В.Е. Алучинский гипербазитовый комплекс. Магматизм Северо-Востока Азии (Труды первого Северо-Восточного петрографического совещания, часть II). Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1975. С. 59–70.

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 СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 88–107.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.П. Тектоника литосферных плит СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.

Злобин С.К., Закариадзе Г.С. Состав и геодинамические условия формирования plutонических серий офиолитов Севано-Акеринской зоны (Малый Кавказ) // Петрология. 1993. Т. 1. №. 4. С. 413–430.

Карякин Ю.В., Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф. Калгынский офиолитовый комплекс Селеняхского кряжа (северо-восток России): структура и минерало-петрохимический состав // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2002. Т. 77. Вып. 6. С. 24–33.

Кебезинская П.К., Савичев А.Т. Геохимическая стратификация и эволюция ранне-островодужных 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. 262 с.

Кораго Е.А. Магматические формации р. Бол. Аной как индикаторы геодинамических обстановок прошлого и длительно-дискретного развития Южно-Анойской складчатой зоны // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 187–190.

Котляр И.Н. Материалы XI сес. СВО ВМО. Магадан: СВКНИИДВО РАН. 2001. Т. 1. С. 162–166.

Кузьмичев А.Б., Скляров В.Е., Бараиш И.Г. Пиллоу базальты и глаукофановые сланцы на острове Большой Ляховский (Новосибирские острова) – фрагменты литосферы Южно-Анойского 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. Расслоенные ультрамафит-мафитовые тела в мезозоидах Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. 102 с.

Лычагин П.П. Вулканические формации Южно-Анойской складчатой зоны. Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 354 с.

- Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Штикерман В.И., Ликман В.Б.* Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 120 с.
- Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Ликман В.Б.* Магматическая история Южно-Ануйской 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-Вургувеевского массива (Южно-Ануйская складчатая зона). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН (препринт), 1991б. 45 с.
- Лычагин П.П., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б.* Петрология Уямкандинского расслоенного мафит-ультрамафитового массива (Южно-Ануйская складчатая зона). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН (препринт), 1992. 50 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.
- Натапов Л.М., Шульгина В.С.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Л. Q-56, 57. Среднеколымск. Л.: ВСЕГЕИ. 1991. 111 с.
- Оксман В.С.* Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 268 с.
- 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. 220 с.
- Паланджан С.А.* Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
- Палымская З.А., Палымский Б.Ф.* Позднепалеозойский интрузивный магматизм восточной части Ануйско-Олойского блока (Западная Чукотка). Магматизм Северо-Востока Азии (Труды первого Северо-Восточного петрографического совещания, ч. II). Магадан. 1975. С. 51–58.
- Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж. У.Х., Нортон И.О., Стоун Д.Б., Фуджитта 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., Линнард С., Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. Ред. Коке-лаар Б.П., Хауэлс М. Ф. М.: Мир, 1987. 462 с.

Радзивилл А.Я. Новые данные по геологии юго-восточной части Южно-Анхойского хребта // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 17. Магадан: Магаданское книжное издательство, 1964. С. 57–62.

Радзивилл А.Я., Радзивил В.Я. Позднеюрские магматические образования Южно-Анхойского 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. Неоднородность верхней мантии в составах ультрабазитов офиолитов континентов и океанов. Твердая кора океанов (проект «Литос»). М.: Наука, 1987а. С. 19–27.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987б. 248 с.

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-Анхойская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 5. С. 1181–1185.

Силантьев С.А. Условия формирования плутонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13–17° с.ш. // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 381–421.

Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов. Новосибирск: изд-во ОИГГМ СО РАН, 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. Аккреционная тектоника Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010 б. № 6. С. 60–78.

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Покровная тектоника Южно-Анхойской сутуры (Западная Чукотка) // ДАН. 2001. Т. 376. № 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., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент–Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время. Теторетические 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-Анхойской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики // Строение и история развития литосферы. Ред. Леонов Ю. Г. М.–СПб. 2010 а.

Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лэйер П. Тектоника Южно-Анхойской сутуры // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.

Сондерс А.Д., Тарни Д. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах / Ред. Кокелаар Б.П., Хауэлс М. Ф. Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. 462 с.

Сурнин А.А., Округин А.В. Базит-ультрабазитовый магматизм Южно-Ануйской структуры // Тихоокеанская геология. 1989. №5. С. 10–18.

Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука. 1973. 325 с.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия) / Ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. М.: Наука. 2001. 571 с.

Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана / Ред. Марков М.С., Пушаровский 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). Ануйская 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. Кулюльский 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. и др. Отчет о групповой геологической съемке с общими поисками и доизучением масштаба 1:50 000 на площади листов Q-58-45-А,Б,В,Г; 46-А-в,г; Б-в,г; В,Г; 47-А-в,В; 58-Б; 59-А на междуречье Гремучий–Айнахурген за 1986–1991 г.г. (Айнахургенский ГСО). 6 т. ГФ Ануйского ГГГП. 1991.

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. М.–СПб. 2000.

Arai S. Characterization of spinel peridotates 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., Macchiota G., Piccardo G. et al. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator // Chem. Geo. 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. V. 41. 1978. P. 277–302.

Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpinetype peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 54–76.

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 // *J. Geophys. Res.* 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 // *J. Geophys. Res.* 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.
- Johnson K.T.M., Dick H.J.B.* Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis-Ii fracture-zone // *J. Geophys. Res.-Solid Earth.* 1992. V. 97. № B 6. P. 9219–9241.
- 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: hygromagmaphil 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 / Ed by McElhinney M.W. *The Earth: its origin, structure and evolution.* New York: Academic Press, 1979. 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 // *Geochim. et Cosmochim. 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 Programm). P. 445–486.
- Kay R.W., Senechal R.G.* The rare earth geochemistry of the Troodos Ophiolite Complex // *J. Geophys. Res.* 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, Cyprus // *Cyprus crustal study project: initial report, hole CY-4.* Ed by I.L. Gibbson, J. Malpas, P. Robinson, C. Xenofontos. *Geol. Surv. Can. Paper.* 88-9. 1989. P. 115–145.
- Leake B.E.* Nomenclature of amphiboles // *Canadian Mineralogist.* 1978. V. 16. Part. 4. P. 501–520.
- Melcher F., Meisel T., Puhl J., Koller F.* Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry // *Lithos.* 2002. V. 65. P. 69–112.
- McDougall I., Harrison T.M.* *Geochronology and Thermochronology by the 40AR/39AR method-2nd ed.* New York: Oxford University Press, 1999. 269 p.
- Middlemost E.A.K.* The basalt clan // *Earth Sci. Rev.* 1975. V. 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.

- Niu Y.* Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites // *J. Petrol.* 38. 1997. P. 1047–1074
- Ozawa K., Shimizu N.* Open-system melting in the upper mantle: Constraints from the Hayachine-Miyamori ophiolite, northeastern Japan // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 22315–22335.
- 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 // *J. Petrol.* 1998. V. 39. N. 4. P. 1577–1618.
- Pearce J.A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Ed by Thorpe R.S. Chichester: Andesites. Wiley. 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.* AGU Geophysical Monograph Series 166. 2006. P. 63–86.
- Pedersen R.B., Malpas J., Falloon T.* Petrology and geochemistry of gabbro 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 cromitites 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.
- Rampone, E., Hofmann, A.W., Piccardo, G.B., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L.,* 1995. Petrology, mineral and isotope geochemistry of the External Liguride peridotites. (Northern Apennine, Italy) // *J. Petrology* V. 36. P. 81–105.
- Rosemary L.H., Frederick A.F.* Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source // *Geochim. 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 // *Ofioliti.* 1983. V. 8. № 3. P. 411–430.
- Shervais J.W.* Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59. 1982. P. 101–181.
- 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.
- Silantyev S.A., Portnyagin M.V., Bragin N.Y., et al.* The Troodos Ophiolite Complex (Structural Para- Autochthon) // *Geological framework of the Levant.* V.1. Cyprus and Syria. Jerusalem. 2005. P. 7–53.
- Simkin T., Smith I.V.* Minor-element distribution in olivine // *J. Geol.* 1970. V. 78. № 3. P. 304–325.
- Sokolov S.D., Bondarenko G.E., Morozov O.L., et al.* South Anyui suture, northeast Arctic Russia: Facts and problems // *Geol. Soc. Amer. Spec. 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 / A.D. Saunders. M.J. Norry (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins.* Geol. Soc. Spec. Publ. 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.

Takazawa E., Frey F. A., Shimizu N., Obata M. Whole rock compositional variations in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): Are they consistent with a partial melting process? // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2000. V. 64. №. 4. P. 695–716.

Taylor B., Martinez F. Back-arc basalt sistematics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 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.* 1979. V. 70. P. 111–126.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / 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. 11–30.

Woodhead J.D. Geochemistry of the Mariana arc (western Pacific): Source composition and processes // *Chem. Geol.* 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 // *J. Petrol.* 1998. V 39. № 9. P. 1641–1668.

ПРИЛОЖЕНИЕ



Рабочие будни.
Павел Петрович Лычагин (1937–1995)



Довгаль Юрий Михайлович
(1925–1988)

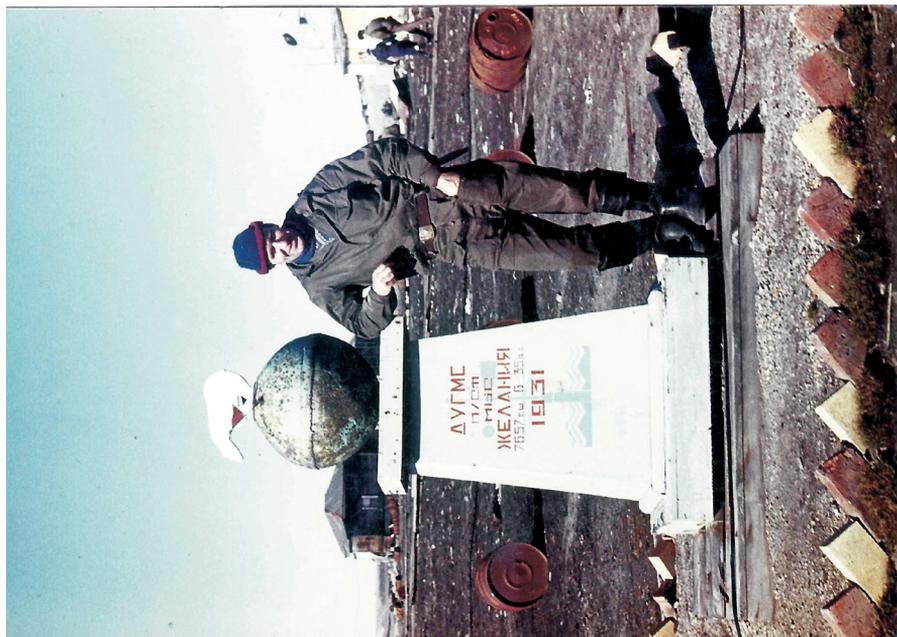
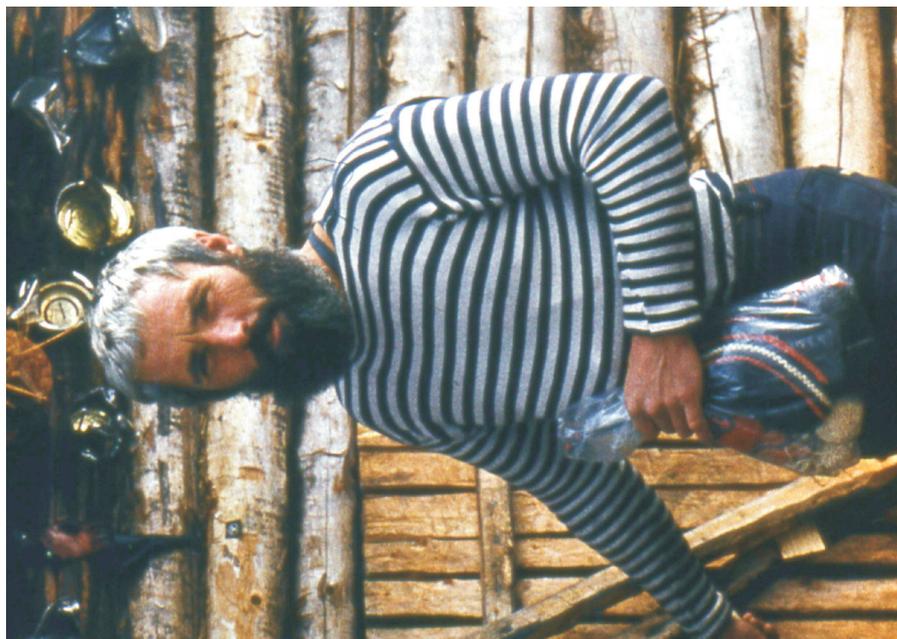


Радзивилл Анатолий Яковлевич
(1934–2013)



Радзивилл Виктор Яковлевич
(1937–2013)

Первые исследователи Громадненско-Вургувеемского массива, выделившие его в качестве офиолитов



Лычагин Павел Петрович (слева) и Кораго Евгений Александрович (справа) изучали офиолиты Западной Чукотки в течение 80-х годов 20-го века и внесли большой вклад в понимание их геологической природы



Участники совместной экспедиции (ГДП-200 Алучинской площади) Геологического института РАН и Анойского горно-геологического предприятия в заброшенном поселке Весенний (2001г.) (фото Подгорного И.И.). Сверху-вниз слева-направо: Калинина Е., Морозов О.Л., повар Марьяна, Готов С.П., Шеховцов В.А., вездеходчик Саша, Ганелин А.В., Бартош А., Фурман О.А.



Сергей Дмитриевич Соколов, зав. лабораторией Тектоники океанов и приокеанических зон Геологического института РАН. Организатор и научный руководитель геологических исследований Чукотки проводимых сотрудниками института с 1997 г.



Алучинский массив. Гора Омчак. Дуниг-гарцбургитовый комплекс



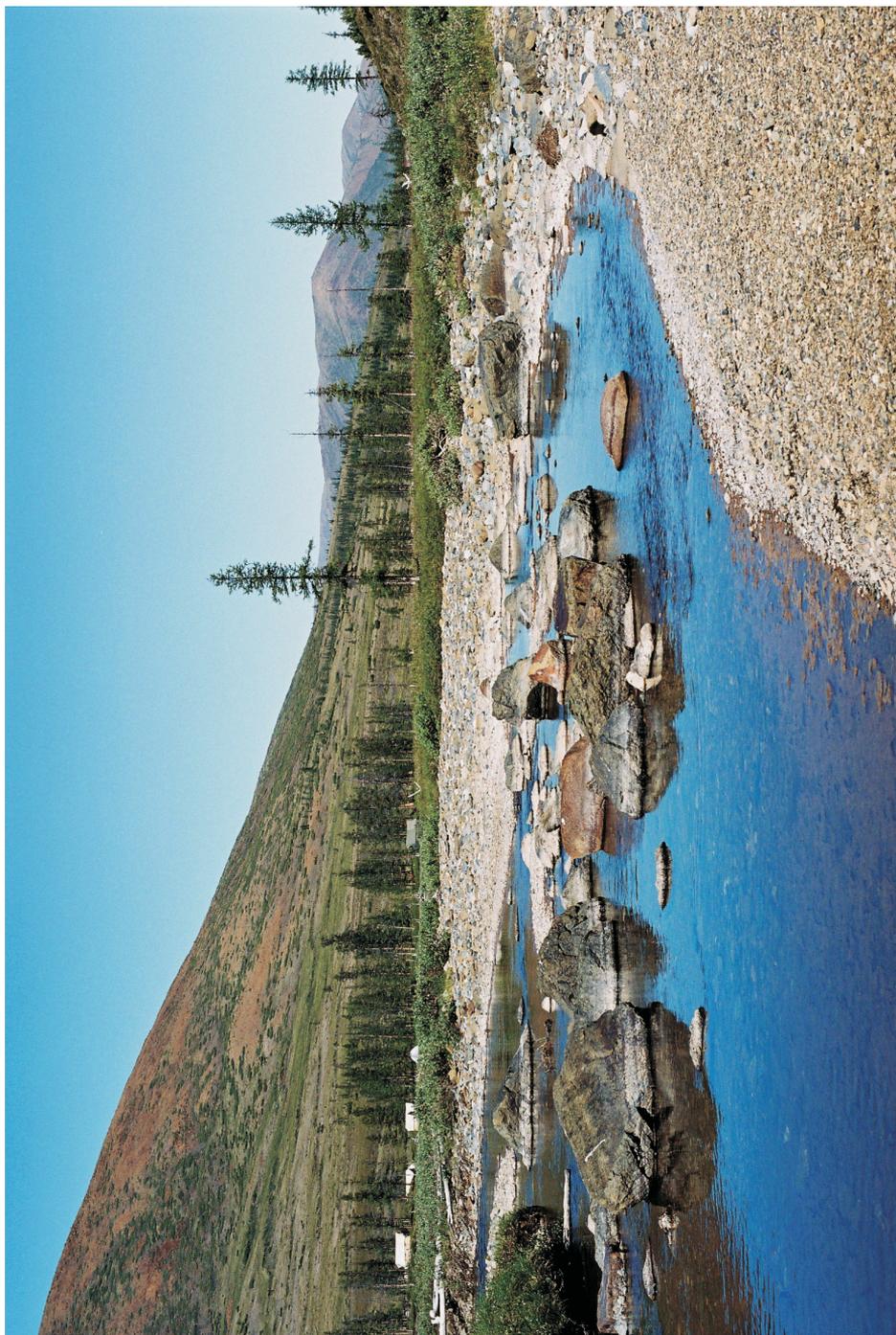
Западная Чукотка. Зброшенны поселок Весенний в долине реки Байка



Алучинский массив. Вид с горы Омчак на юг в долину реки Бургахчан



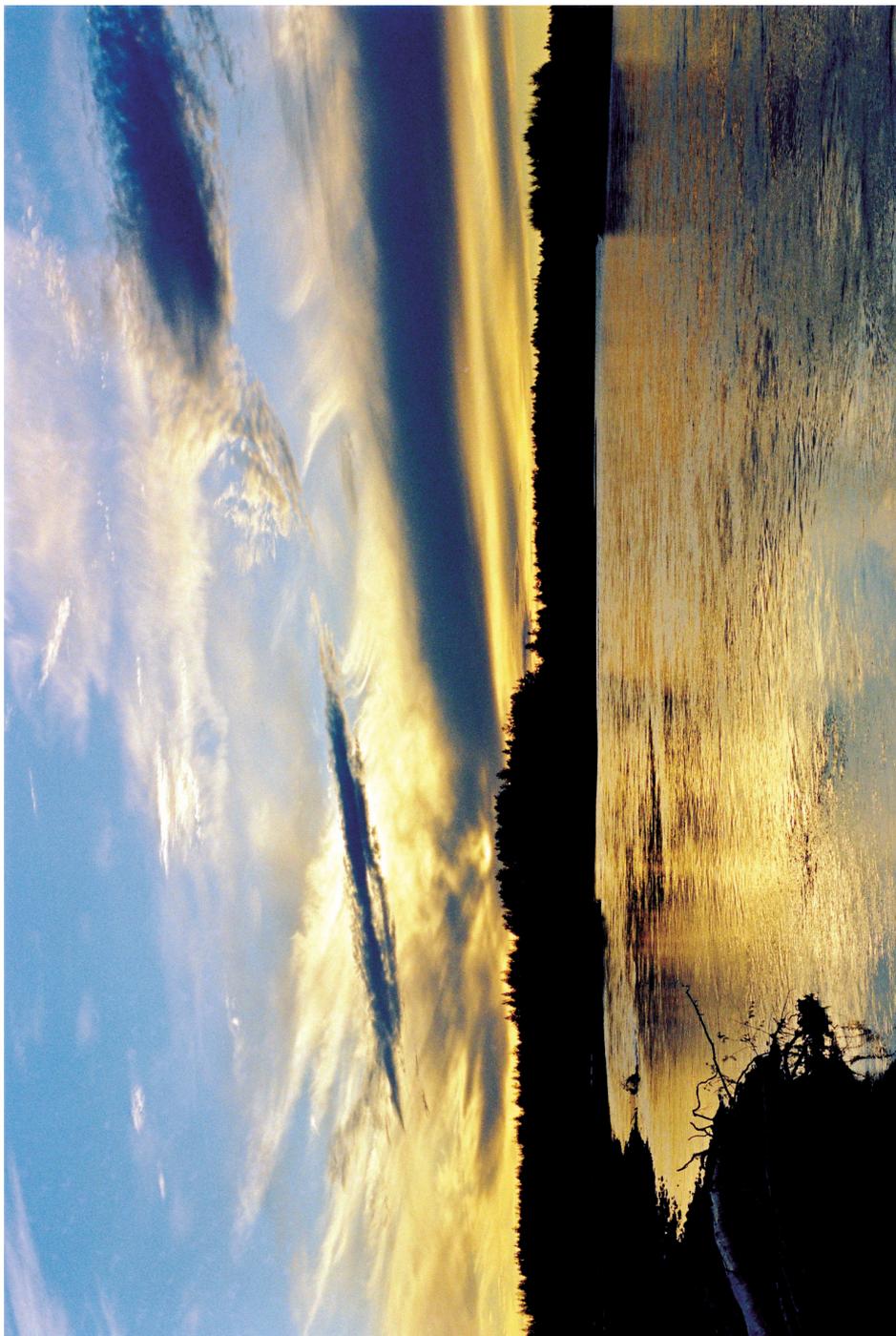
Лагерь в верховьях ручья Хивавчан



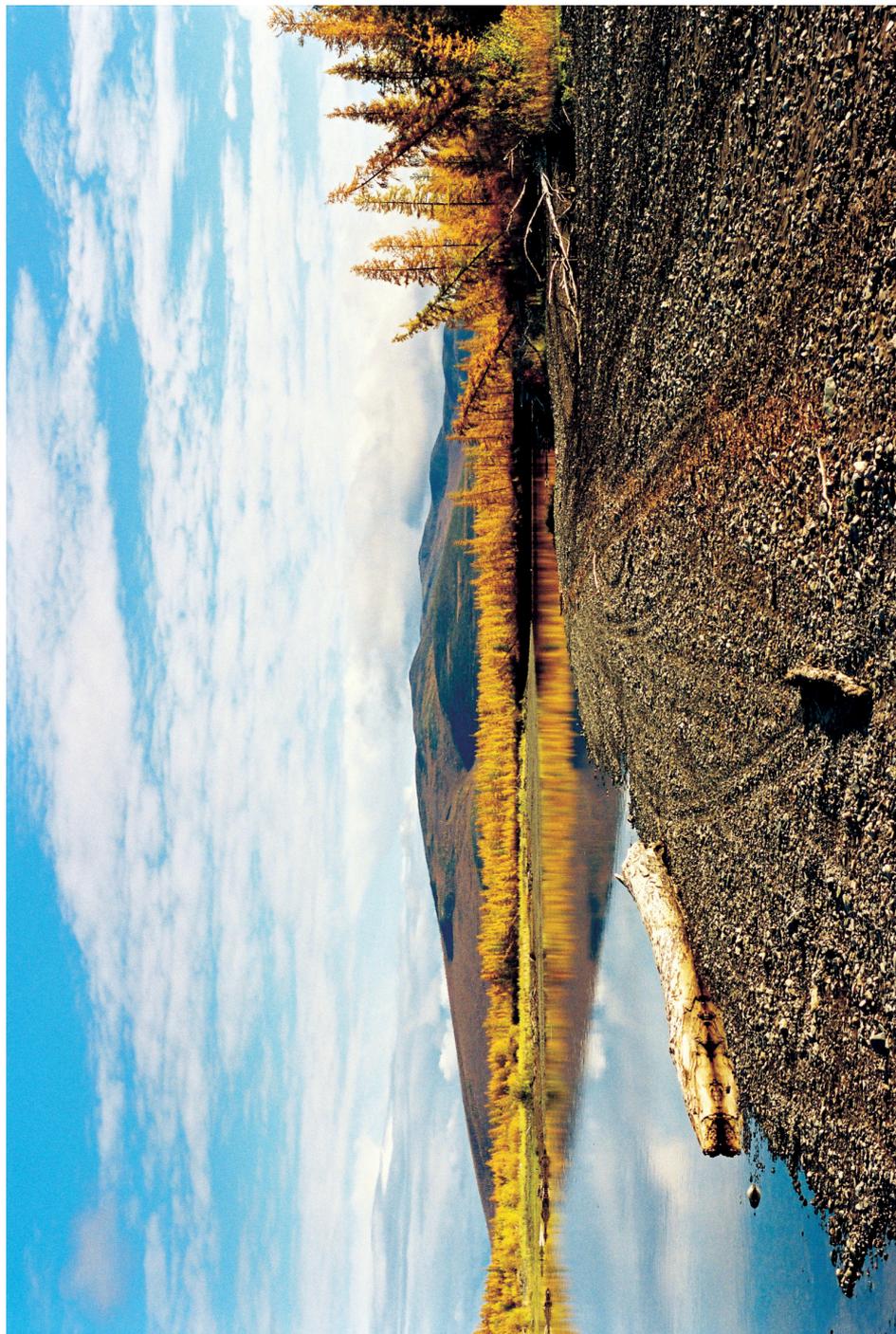
Ручей Бушуй у горы Агнауталла



Западная Чукотка. Ручей Пенвельвеем



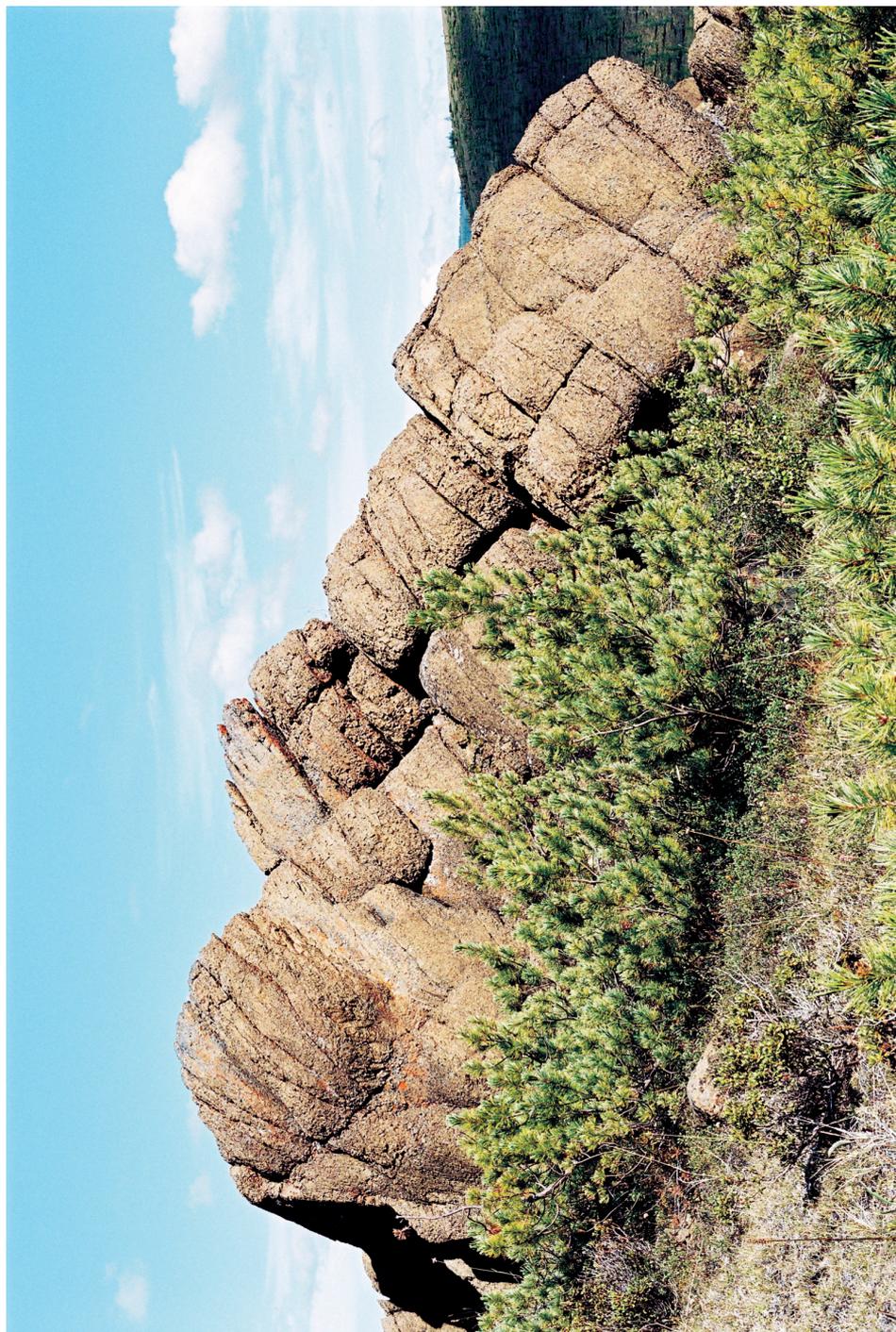
Закат на Большом Анюее



Осень на Большом Анносе



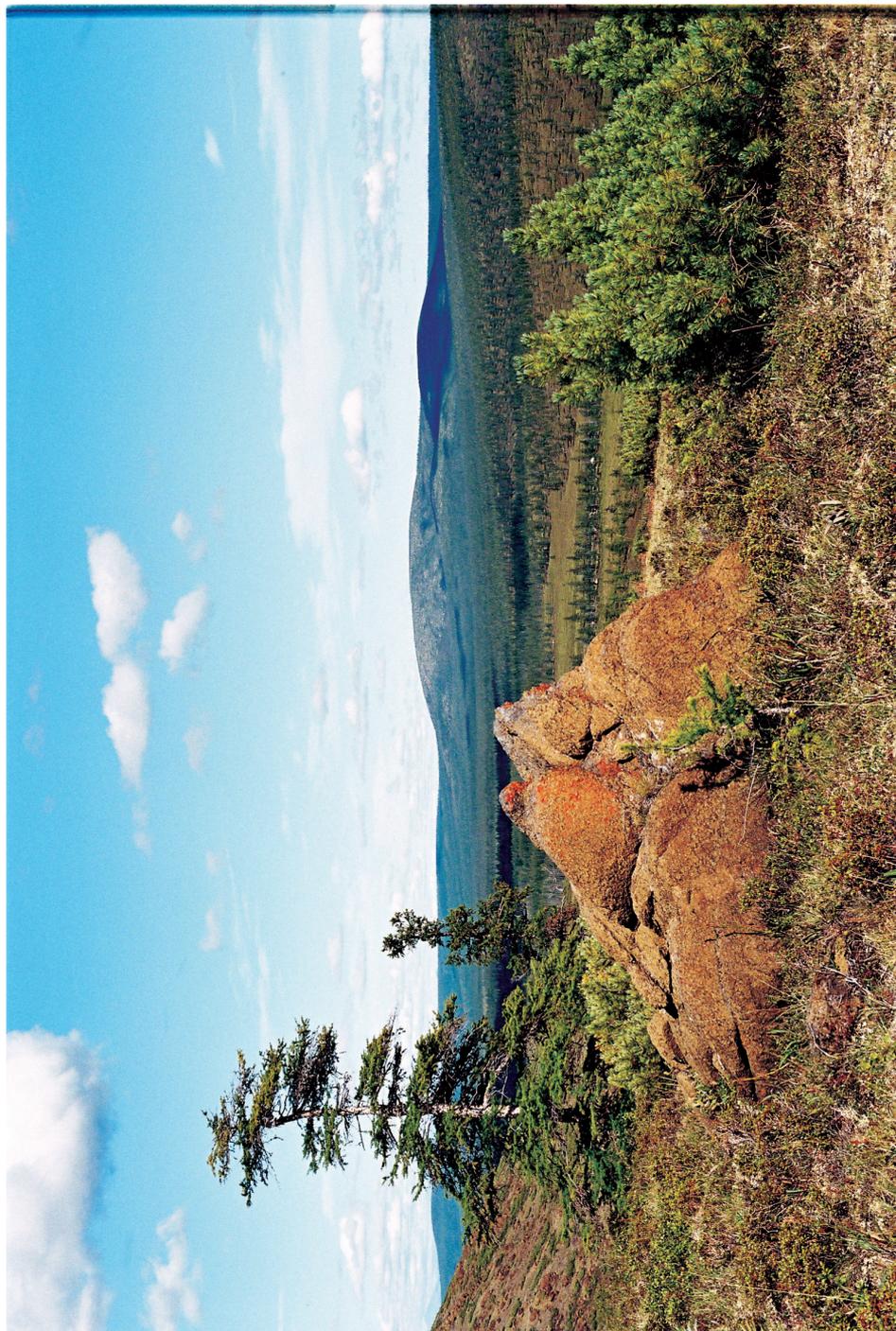
Обнажения дунит-гарцбургитового комплекса Алучинского массива



Алучинский массив, глыба гарцбургита



Долина ручья Бушуй. На заднем плане гора Омчак



Долина ручья Хивавчан

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ	9
1.1. Региональный геологический очерк.....	9
1.2. Геологическое строение района.....	10
1.2.1. Алазейско-Олойская складчатая зона.....	10
1.2.2. Южно-Анюйская сутура (ЮАС).....	17
Глава 2. АЛУЧИНСКИЙ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС.....	23
2.1. Геологическое строение.....	23
2.2. Вещественный состав пород и минералов.....	42
2.2.1. Реститовые ультрабазиты и нижнекоровый (расслоенный) комплекс (Алучинский массив).....	42
2.2.2. Верхнекоровый комплекс (дайковые серии Алучинского и Атамановского массивов).....	79
2.3. Интерпретация геохимических данных и геодинамические следствия	91
2.3.1. Мантийные ультрабазиты и нижнекоровый комплекс (Алучинский массив).....	91
2.3.2. Верхнекоровый комплекс (дайковые серии Алучинского и Атамановского массивов).....	97
Глава 3. ГРОМАДНЕНСКО-ВУРГУВЕЕМСКИЙ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЙ МАССИВ.....	108
3.1. Геологическое строение.....	108
3.2. Вещественный состав пород и минералов.....	114
3.2.1. Плутонический (ультрабазит-габбровый) комплекс.....	114
3.2.2. Дайковый комплекс.....	127
3.3. Интерпретация геохимических данных и геодинамические следствия.....	136
Глава 4. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОФИОЛИТОВ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ.....	143
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	151
ЛИТЕРАТУРА.....	153
ПРИЛОЖЕНИЕ.....	161

Научное издание

Александр Викторович Ганелин

**ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ
ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ**

**(строение, возраст, состав,
геодинамические обстановки формирования)**

Редактор издательства *М.В. Лучицкая*
Макет *Р.И. Недумов*

ООО “Издательство ГЕОС”
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

ООО ИПК “Панорама”
Подписано к печати 28.06.2017.
Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 17,0. Тираж 300 экз.

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом в ОАО “Альянс “Югполиграфиздат”, ООО ИПК “Панорама”
400001, г.Волгоград, ул. КИМ, 6