УДК 551.73:553.72(470.5)
ББК 26.3
Ф43

Ответственный редактор академик РАН **М.И. Кузьмина**

Рецензент д.г.-м.н. **А.И. Грабежев**

Ферштатер Г.Б.

Ф43 **Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала.** – Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. – 368 с.

ISBN 978-5-7691-2343-6

Книга представляет собой первое сводное монографическое описание палеозойского интрузивного магматизма Урала. Изложены результаты авторских разработок, на основании которых сформулированы особенности ультрамафит-мафитовых, габбро-гранитоидных и гранитных комплексов, позволяющие понять природу и закономерности эволюции орогена и его эндогенной активности в палеозое. Рассмотрены типовые объекты, на которых, по существу, зарождались российская петрология и геохимия. Для них получены новые данные по геологии, петрологии, геохимии и изотопии с использованием самых совершенных на сегодняшний день методик. Приведены параметры главного для Урала надсубдукционного островодужного и окраинно-континентального, а также обдукционного и коллизионного магматизма. Подробно освещены проблемы и результаты изотопного датирования магматических комплексов, рассмотрена их корреляция.

Книга предназначена для геологов, петрологов и геохимиков.

УДК 551.73:553.72(470.5)
ББК 26.3

Fershtater G.B.

Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and South Urals. – Ekaterinburg: Ural Branch of RAS, 2013. – 368 p.

The book is the first monographic summary description of Paleozoic intrusive magmatism of the Urals. The author's results are based on informative features of ultramafic-mafic, gabbro-granitic and granitic complex. They allow to understand the nature and patterns of evolution of the orogen and its endogenous activity in the Paleozoic time. The book examines the types of objects, the studying of which, in essence, gave rise to Russian petrology and geochemistry. These objects represent all main types of Urealian magmatic rock associations. They were studied by the new data on the geology, petrology, geochemistry and isotopes, using the most advanced techniques. The main for Urals above subduction island arc and continental-margin magmatism as well as obduction and collision magmatic types are described. The results and problems of isotopic dating of igneous complexes and there correlation is considered.

The book is intended for geologists, geochemists and petrologists.

Editor-in-chief Academician of RAS **M.I. Kuzmina**

Reviewer Doct. of Geol. and Min. sciences **A.I. Grabezhev**



ISBN 978-5-7691-2343-6

© Ферштатер Г.Б., 2013
© РИО УрО РАН, 2013

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

PALEOZOIC INTRUSIVE MAGMATISM OF THE MIDDLE AND SOUTH URALS

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES • URAL BRANCH
THE ACADEMICIAN A.N. ZAVARITSKY INSTITUTE
OF GEOLOGY AND GEOCHEMISTRY

G.B. Fershtater

PALEOZOIC INTRUSIVE MAGMATISM OF THE MIDDLE AND SOUTH URALS

EKATERINBURG, 2013

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК • УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
им. АКАДЕМИКА А.Н. ЗАВАРИЦКОГО

Г.Б. Фершматер

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

ЕКАТЕРИНБУРГ, 2013

УДК 551.73:553.72(470.5)
ББК 26.3
Ф43

Ответственный редактор академик РАН **М.И. Кузьмина**

Рецензент д.г.-м.н. **А.И. Грабежев**

Ферштатер Г.Б.

Ф43 **Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала.** – Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. – 368 с.

ISBN 978-5-7691-2343-6

Книга представляет собой первое сводное монографическое описание палеозойского интрузивного магматизма Урала. Изложены результаты авторских разработок, на основании которых сформулированы особенности ультрамафит-мафитовых, габбро-гранитоидных и гранитных комплексов, позволяющие понять природу и закономерности эволюции орогена и его эндогенной активности в палеозое. Рассмотрены типовые объекты, на которых, по существу, зарождались российская петрология и геохимия. Для них получены новые данные по геологии, петрологии, геохимии и изотопии с использованием самых совершенных на сегодняшний день методик. Приведены параметры главного для Урала надсубдукционного островодужного и окраинно-континентального, а также обдукционного и коллизионного магматизма. Подробно освещены проблемы и результаты изотопного датирования магматических комплексов, рассмотрена их корреляция.

Книга предназначена для геологов, петрологов и геохимиков.

УДК 551.73:553.72(470.5)
ББК 26.3

Fershtater G.B.

Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and South Urals. – Ekaterinburg: Ural Branch of RAS, 2013. – 368 p.

The book is the first monographic summary description of Paleozoic intrusive magmatism of the Urals. The author's results are based on informative features of ultramafic-mafic, gabbro-granitic and granitic complex. They allow to understand the nature and patterns of evolution of the orogen and its endogenous activity in the Paleozoic time. The book examines the types of objects, the studying of which, in essence, gave rise to Russian petrology and geochemistry. These objects represent all main types of Urealian magmatic rock associations. They were studied by the new data on the geology, petrology, geochemistry and isotopes, using the most advanced techniques. The main for Urals above subduction island arc and continental-margin magmatism as well as obduction and collision magmatic types are described. The results and problems of isotopic dating of igneous complexes and there correlation is considered.

The book is intended for geologists, geochemists and petrologists.

Editor-in-chief Academician of RAS **M.I. Kuzmina**

Reviewer Doct. of Geol. and Min. sciences **A.I. Grabezhev**

ISBN 978-5-7691-2343-6

© Ферштатер Г.Б., 2013
© РИО УрО РАН, 2013

ВВЕДЕНИЕ

Урал представляет собой мировой эталон внутриконтинентальных орогенов, образованных в результате закрытия океанического бассейна (Формирование…, 1986; Пучков, 2000, 2010; Brown et al., 2008; см. также ссылки на лит. источники в этих работах), и его магматизм – это во многом ключ не только к пониманию природы орогена, но и к анализу его металлогении. Магматизму Урала посвящено огромное количество публикаций, в которых рассмотрены практически все имеющиеся в регионе объекты и типы магматических ассоциаций. В то же время общей характеристики интрузивного магматизма в литературе нет. Со времени публикации работы Д.С. Штейнберга (1969) по интрузивному магматизму Урала прошло много лет и приведенные в ней данные устарели.

Цель настоящей работы – изложить основные особенности магматизма Уральского эпиокеанического орогена и рассмотреть возможности использования этих особенностей для анализа геодинамического и теплового режима подвижного пояса на протяжении его палеозойской истории, на разных стадиях закрытия Уральского палеоокеана.

Автор не ставил задачу дать исчерпывающую вещественную характеристику всех магматических формаций. Такие данные можно найти в многочисленных публикациях автора и других исследователей, которые цитируются в соответствующих главах. При описании конкретных объектов упор сделан на изложение нового материала, результатов исследований с использованием недоступных ранее современных аналитических методов и применение этих данных к генетическому и геодинамическому анализу магматизма.

В работе представлены результаты собственных разработок по интрузивному магматизму, сформулированы основные информативные особенности ультрамафит-мафитовых, габбро-гранитоидных и гранитных комплексов, а также рассмотрены типовые объекты, на которых зарождались российские петрология и геохимия.

Схема тектономагматического районирования Среднего и Южного Урала (рис. В.1) отражает в обобщенном виде современную структуру, согласованную с магматическими формациями (Ферштатер, 1992). Вещественные особенности магматитов, специфика их эволюции позволяют на геолого-петрологической основе продемонстрировать геодинамическую природу тектонических подразделений и их возраст. Предлагаемое районирование основано на мобилистской плейттектонической парадигме и отражает последовательную смену в ходе закрытия океанического бассейна островодужного геодинамического режима окраинно-континентальным и коллизионным континентальным. Эта схема была разработана 20 лет назад, и интенсивное изучение магматизма Урала за прошедшие годы в целом подтвердило ее справедливость. Следует лишь

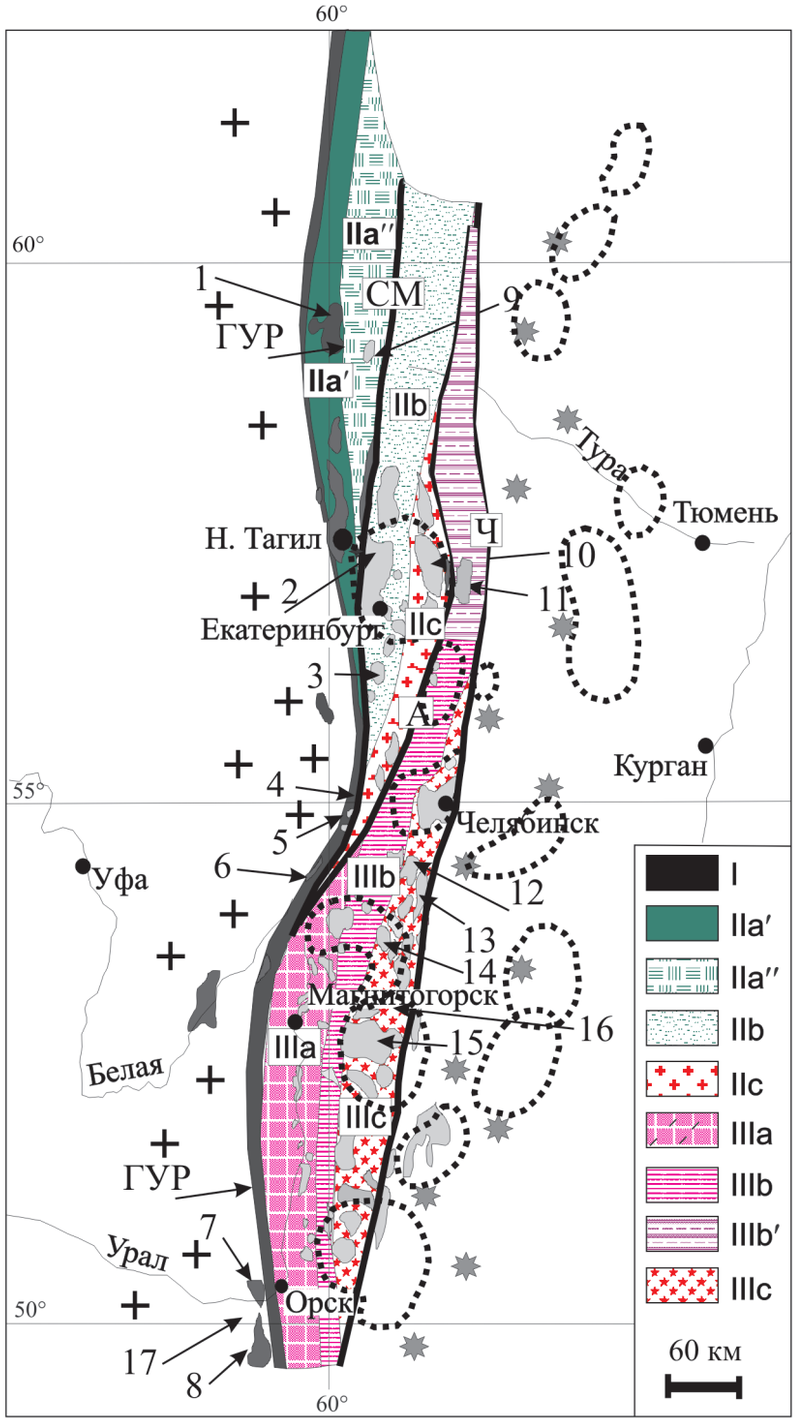


Рис. В.1. Схема тектономагматического районирования Среднего и Южного Урала (Ферштатер, 1992, с изменениями).

I – общеуральский шовный мегаблок, включающий зону ГлавногоУральского разлома; II, III – островодужно-континентальные мегаблоки: северо-западный (II) с ордовикско-силурийской островодужной Тагильской мегазоной, включающей Платиноносный пояс Урала (**IIa′**) и вулканогенную зону (**IIa″**), девонско-раннекаменноугольной активной континентальной окраиной (**IIb**) **и континентальной зоной (IIc), и юго-восточный (III) с девонской островодужной вулканогенной зоной** (Магнитогорская мегазона, **IIIa), девонско-раннекаменноугольной активной континентальной окраиной (IIIb) и преимущ**ественно палеозойской континентальной зоной (**IIIc); IIIb′** – северная часть активной континентальной окраины, принадлежность которой к юго-восточному мегаблоку нуждается в дальнейшем изучении. К западу от показанной территории располагается палеоконтинентальный мегаблок, пассивная палеоокраина; к востоку – Зауралье, зона перехода к Казахстанскому континенту.

Полужирные линии – тектонические швы, разделяющие крупные структуры Урала: Главный Уральский разлом (ГУР), Серовско-Маукский (СМ**), Алапаевский (А), Челябинский (Ч).**

Некоторые массивы, упоминаемые в тексте: 1 – Кытлымский, 2 – Верхисетский, 3 – Осиновский, 4 – Чашковский, 5 – Сыростанский, 6 – Нуралинский, 7 – Хабарнинский, 8 – Кемпирсайский, 9 – Ауэрбаховский, 10 – Адуйский, 11 – Рефтинский, 12 – Варламовский, 13 – Пластовский, 14 – Степнинский, 15 – Джабыкский, 16 – Сахаринский, 17 – Велиховский. Остальные массивы показаны на схемах в соответствующих главах.

Пунктирные овалы – гравиметровые минимумы, предположительно фиксирующие погребенные гранитогнейсовые куполы (Рапопорт и др., 2000)

сказать несколько слов о северном окончании окраинно-континентальной зоны юго-восточного мегаблока. Ее принадлежность к южноуральским структурам была установлена в результате палеогеографических и палеовулканических реконструкций Г.А. Смирнова с соавторами (1969), но сильная тектоническая нарушенность этой части Урала, наличие здесь магматических ассоциаций, сходных с таковыми Тагильской зоны (Коротеев и др., 1979; Язева, Бочкарев, 1995; см. также главу 1), позволяют усомниться в ее принадлежности к юго-восточному мегаблоку. Можно полагать, что дальнейшие исследования дадут основания для более надежной идентификации геодинамической природы северной части юго-восточного мегаблока.

Подробную геологическую характеристику главных структур Урала читатель найдет в работах, специально посвященных этому вопросу (Формирование…, 1986; Пучков, 2000, 2010).

Принятая в работе систематика продуктов магматизма имеет геодинамическую основу. Магматические породы, предшествующие развитию подвижного пояса и связанные с условно океанической стадией его развития, представлены офиолитами. Условность идентификации геодинамической природы этого магматизма определяется тем, что геохимические особенности ряда офиолитов, скорее, соответствуют обстановке задугового спрединга (Whattam, Stern, 2011), а других критериев геодинамической принадлежности пород нет. Лишь часть базальтов, входящих в конденсированные разрезы и переслаивающихся с кремнями, имеют ясные геохимические метки N-MORB и рассматриваются как производные спрединговых зон срединно-океанического хребта (История…, 1984; Семенов, 2000).

Большая часть палеозойских магматических пород Южного и Среднего Урала связана с субдукцией, которой определяются их основные петрологические и изотопные параметры. Процессы дегидратации в слэбе являются главным источником воды, которая понижает температуру солидуса и тем самым провоцирует высокую магматическую активность. Сопровождающие субдукцию рифтогенез, обдукция, разрывы слэба порождают разнообразие надсубдукционных магматических комплексов и связанной с ними металлогении. По составу субстрата эти комплексы принадлежат к мантийным и мантийно-коровым. Рифтогенный надсубдукционный магматизм связан с зонами

разрыва сплошности литосферы в задуговой области. К этому типу принадлежит мантийный по своему источнику магматизм главных вулканогенных зон Урала – Тагильской и Магнитогорской. Обдукционный магматизм обусловлен отрывом обдуцированных блоков от океанической и островодужной литосферы, нарушением сплошности литосферы и образованием зон пониженного давления, в которых и происходит магмообразование. В результате движения горячих отторженцев мантии в континентальной коре в их подошве возникают зоны частичного плавления, в небольшом количестве генерирующие гранитные расплавы. Надсубдукционный окраинно-континентальный магматизм начинает массовое гранитообразование на Урале и является мантийно-коровым по своему источнику. Его мантийные дериваты представлены роговообманковыми габбро, а коровые – продуктами частичного плавления последних. Заключительные этапы эволюции подвижного пояса происходят в обстановке жесткой коллизии и сопровождаются гранитоидным коровым магматизмом.

Характеристике названных типов магматизма, которые показаны в табл. В.1, и посвящена предлагаемая вниманию читателя монография.

Использованные в работе данные по петрогенным элементам получены в лаборатории физико-химических методов исследования Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, в котором работает автор. Большая часть данных о содержании редких элементов, кроме оговоренных случаев, получена в лабораториях Университета г. Гранада (Испания), аналитики Ф. Беа, П. Монтеро. Там же выполнены анализы циркона методом LA ICP-MS, а также многочисленные Pb–Pb(метод Кобера)- и U–Pb(LA ICP-MS, SHRIMP-II)-определения возраста циркона. Rb–Sr и Sm–Nd изотопные данные также в основном получены в Университете г. Гранада. Ф. Беа были выполнены определения U–Pb-возраста циркона в лаборатории NORDSIM (Cameca IMS1270, Стокгольм, Швеция). В результате творческого сотрудничества с Институтом минералогии и геохимии редких элементов (ИМГРЭ), в первую очередь с его директором А.А. Кременецким, получены многочисленные данные по U–Pb-(SHRIMP-II), Rb–Sr- и Sm–Nd-возрасту магматических и метаморфических пород. Анализы выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург, Россия) аналитиками А.Н. Ларионовым, Н.В. Родионовым, Н.Г. Бережной. U–Pb(LA ICP-MS)-возраст циркона из гранитов Зауралья определен в лаборатории Музея естественной истории (Лондон, Великобритания) аналитиком М. Смитом. Описания аналитических процедур приведены в отдельных публикациях, ссылки на которые указаны в тексте.

Написание этой книги было бы невозможно без сотрудничества и тесной кооперации с зарубежными и российскими коллегами. В первую очередь мне хотелось бы отметить чрезвычайно плодотворное многолетнее (с 1988 г.) сотрудничество с моими испанскими коллегами и друзьями профессорами Университета г. Гранада (Испания) Фернандо Беа и Пилар Монтеро, совместные полевые работы, лабораторные исследования, многочасовые дискуссии с которыми сыграли большую роль в международном признании заслуг уральских петрологов. Зарубежные исследователи Г. Корретхе, М. Перейра, А. Акоста (Испания), Дж. Гарути и Ф. Заккарини (Италия), А. Гердес (Германия) и многие другие принимали участие в наших совместных исследованиях. Коллеги из лаборатории петрологии Института геологии и геохимии УрО РАН

Таблица В.1

Типизация палеозойского магматизма Южного и Среднего Урала

Источник магмы	Геодинамический режим				
	Спрединг в СОХ	Надсубдукционный			Коллизия
		Задуговый спрединг и рифтогенез	Обдукция	Континентальная окраина	
Мантийный	Офиолиты	Платиноносный пояс; габбро-гранитные и базальт-риолитовые серии	Расслоенные интрузивы, рои спессартитовых даек	Роговообманковые габбро	Дайки лампрофиров
Мантийно-коровый				Габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные серии	Монцодиорит-гранитные серии
Коровый			Обдукционные граниты		Граниты

Н.С. Бородина, В.В. Холоднов, Е.В. Пушкарев, Т.А. Осипова, Е.А. Зинькова, Г.Ю. Шардакова, С.В. Прибавкин, И.А. Готтман оказывали помощь и поддержку на всех стадиях исследований: от полевых работ до обсуждения результатов. Особая заслуга в изотопном и геохронологическом исследованиях цирконов принадлежит А.А. Краснобаеву, одному из лучших знатоков этого минерала в мире. Всем названным исследователям автор выражает свою искреннюю признательность.

Автор благодарен администрации Института геологии и геохимии в лице ее директора академика С.Л. Вотякова и заместителя директора Е.В. Аникиной, которые способствовали выполнению работы и оформлению ее результатов в виде настоящей монографии.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы президиума РАН 12-П-5-1024 и РФФИ (проекты 08-05-00018-а и 12-05-000109-а), а также испанского гранта CGL2008-02864, обеспечившего финансирование изотопных исследований в лабораториях Университета г. Гранада.

МАНТИЙНЫЙ МАГМАТИЗМ

Глава 1. ТАГИЛЬСКАЯ МЕГАЗОНА И РЕФТИНСКИЙ ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ (460–400 МЛН ЛЕТ)

В этой главе рассматривается самый ранний (ордовикско-силурийский) магматизм Уральского палеозойского подвижного пояса, продукты которого сосредоточены в основном в Тагильской мегазоне, состоящей из двух крупных зон: Платиноносного пояса Урала (ППУ) и Тагильской вулканогенной зоны (ТВЗ). В восточной части Урала подобный магматизм локализован в крупном Рефтинском габбро-плагиогранитоидном массиве, возможном тектоническом отторженце Тагильской мегазоны.

ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА

Платиноносный пояс, представленный зональными дунит-клинопироксенит-габбровыми и габбровыми массивами, – одно из уникальных геологических явлений. Сравнимый по масштабам пояс подобных массивов известен в юго-западной части Аляски, и поэтому сам тип интрузий часто определяется как урало-аляскинский. ППУ протягивается примерно на 1000 км от Приполярного до Среднего Урала и располагается в Тагильской мегазоне (см. рис. В.1). Он детально изучается с начала XX в., сведения о нем изложены в многочисленных статьях и монографиях, полный список которых читатель найдет в наиболее важных работах последних 50 лет (Воробьева и др., 1962; Ефимов, Ефимова, 1967; Фоминых и др., 1967; Морковкина, 1967; Малахов, Малахова, 1970; Ефимов, 1984; Иванов, 1997).

В результате проведенных ранее геохимических исследований (Борисенко, 1966; Малахов; 1966; Соболев, 1975) выявлен ряд важных особенностей пород ППУ, в частности, повышенное содержание Sr, Sc, V, пониженное содержание Ni в дунитах, отличающие породы ППУ от других гипербазит-габбровых формаций Урала.

Общая характеристика, возраст

На рис. 1.1 показана среднеуральская часть ППУ, типичная и наиболее хорошо изученная. В широтном сечении ППУ имеет зональное строение. Все сравнительно крупные дунитовые массивы приурочены к западной части пояса, в средней части преобладают пироксенит-габбровые и габбровые массивы, к которым с востока примыкают габбро-гранитоидные серии – интрузивные члены вулканоплутонических формаций Тагильской вулканогенной зоны. Этот факт известен давно и показан на всех геологических картах Урала. Он отражает восточное падение массивов и уменьшение в восточном направлении эрозионного среза и глубинности становления интрузивных тел. В восточной части пояса появляются, например, гипабиссальные верлиты порфировой структуры с интерстициальным криптокристаллическим или стекловатым базисом базитового состава, замещенным родингитовым минеральным парагенезисом (Ферштатер, Пушкарев, 1990). Сейсмические исследования, выполненные в разные годы (Дружинин и др., 1989), показали падение всей структуры ППУ на восток под углом 30–50°. Вместе с тем изучение внутренней структуры массивов (Ефимов, 1984) свидетельствует о преимущественно крутой, до вертикальной, ориентировке таких основных структурных элементов, как углы падения полосчатости, контактов отдельных тел, шлиров и др. Массивы залегают среди парасланцев и апоофиолитовых амфиболитов, возраст которых определяется как вендский и O_{1-2} (Петров и др., 2010б). В экзоконтактовом ореоле массивов развиты двупироксеновые и амфиболовые роговики, U–Pb-возраст циркона из которых на хр. Катышор составляет 437±17 млн лет (Петров и др., 2010б).

В физических полях Платиноносный пояс зафиксирован крупной положительной аномалией силы тяжести, обусловленной ультрамафитовым и мафитовым составом пород. Конфигурация аномалии подтверждает восточное падение ППУ (Рудные месторождения…, 1996).

В рамках ППУ выделены (Ферштатер и др., 1998) следующие магматические серии, каждая из которых включает в себя габброиды (в порядке формирования): 1) *дунит-клинопироксенит-габбровая* (ДКГ), отвечающая по объему эпидунитовой группе А.А. Ефимова (Ефимов, Ефимова, 1967; Ефимов, 1984), в которой габброиды представлены оливин-клинопироксеновыми и амфиболовыми анортитовыми высокостронциевыми разностями плутонического типа; 2) *габбровая*, состоящая из двупироксеновых и амфиболовых лабрадоровых габбро с варьирующимся содержанием калия, близких по составу к известково-щелочным высокоглиноземистым базальтам и принадлежащих к вулканоинтрузивной группе; 3) *анатектическая лейкогаббро-анортозит-плагиогранитная* (ЛАП) серия, корневые зоны которой обнажены в Черноисточинском, а верхние части – в Кытлымском массивах; 4) *клинопироксенит-меланогаббровая* (Пушкарев и др., 2001), наиболее полно представленная в Кытлымском массиве; 5) *габбро-диорит-гранитоидная* (ГДГ) серия горы Ермаковой и 6) серия *мелкозернистых амфиболовых габбро* (МАГ) толеитового типа, образующих дайковые зоны в краевых частях пояса и сходных по составу с океаническими базальтами N-типа.

Возраст серий 2–6 надежно определен разными изотопными методами (Ронкин и др., 1997; Bosch et al., 1997; Краснобаев и др., 2006в, 2007; Ферштатер и др., 2007, 2009а; Готтман, Пушкарев, 2010) и рассмотрен ниже. Определение возраста ДКГ-серии заслуживает специального обсуждения.

Недавние определения Sm–Nd-возраста ультрамафитов (Попов, Беляцкий, 2006) и анортитовых габбро (Маегов и др., 2006) ДКГ-серии показали неопротерозойские значения – около 550 млн лет. Цирконы такого же возраста наряду с палеозойскими содержат и все базиты ППУ (в том числе принадлежащие габбровой серии), что отличает их от одноименных пород близкого состава из Магнитогорской мегазоны (рис. 1.2). Наличие, по меньшей мере, двух попу-

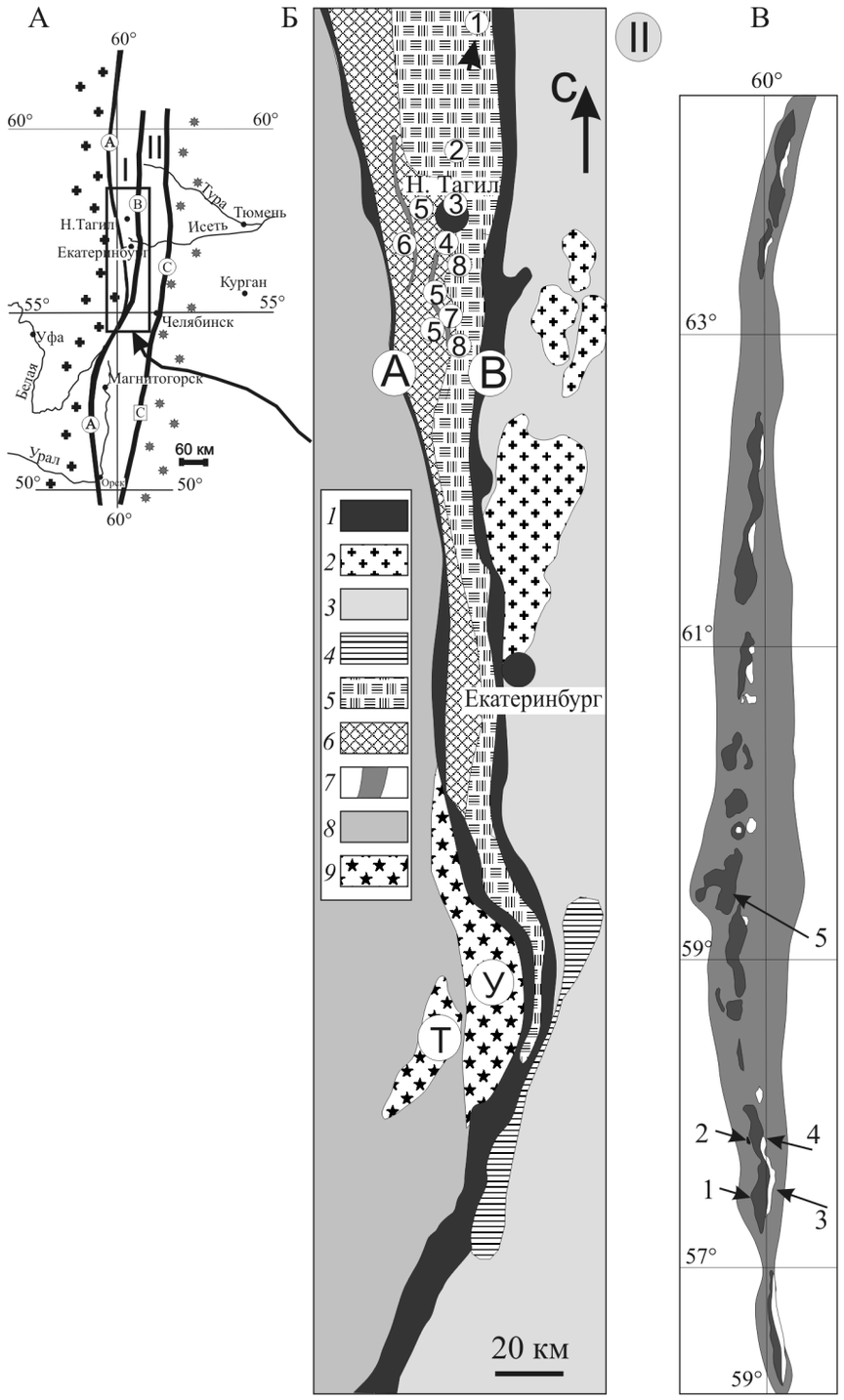


Рис. 1.1. Геологические схемы.

А. Главные структуры Южного и Среднего Урала: островодужно-континентальные мегаблоки – северо-западный (**I**) и юго-восточный (**II**) **(Ферштатер, 1990); западный склон, пассивная окраина (***крестики*), Зауралье (*звездочки*). Буквами в кружках обозначены главные тектонические швы: А – Главный Уральский разлом (ГУР), В – Серовско-Маукский, С – Челябинский.

Б. Размещение тектономагматических структур возрастом 460-430 млн лет: *1* – серпентинитовые массивы и меланж; *2* – окраинно-континентальные тоналит-гранодиоритовые массивы возрастом 320–280 млн лет; *3* – силурийско-девонские вулканогенно-осадочные толщи; *4–6* – области развития магматических пород возрастом 460–420 млн лет: *4* – миаскиты и карбонатиты ильменогорско-вишневогорского комплекса, *5*, *6* – Тагильская мегазона (*5* – Тагильская вулканогенная зона, *6* – зона Уральского Платиноносного пояса); *7* – области развития жильных мелкозернистых амфиболовых габбро; *8* – метаморфизованные в разной мере породы западного склона Урала; *9* – метаморфические тараташский (Т) и уфалейский (У) комплексы.

Цифрами в кружках отмечены массивы и пункты, упоминаемые в тексте: 1 – Ауэрбаховский, 2 – Кушвинский, 3 – Тагильский сиенитовый и Волковский, 4 – Черноисточинский, 5 – Тагило-Баранчинский, 6 – гора Белая (МАГ-серия), 7 – гора Ермакова (габбро-диоритовая серия), 8 – Тагильский габбро-гранитоидный.

В. Распределение главных интрузивных массивов в пределах Тагильской мегазоны (*серое поле*): массивы Платиноносного пояса показаны черным цветом, габбро-гранитоидные и габбро-сиенитоидные комагматы вулканитов Тагильской вулканогенной зоны – белым цветом. Номерами обозначены массивы: 1 – Тагило-Баранчинский, 2 – горы Соловьева, 3 – Тагильский габбро-гранитоидный, 4 – Тагильский сиенитовый, 5 – Кытлымский

ляций циркона, а в ряде случаев и трех, характерно для всех габбро (рис. 1.3). В трех пробах габбро на ионном зонде SHRIMP IIe/mc (лаборатория IBERSIMS, Университет г. Гранада, Испания) было проанализировано большое число зерен циркона, достаточное для надежной статистики. Габброиды Волковского массива (пробы к528 и к534) принадлежат тагило-кушвинскому габбро-сиенитовому комплексу, имеющему возраст 440–430 млн лет (Краснобаев и др., 2006в, 2007). Наличие в них генерации циркона возрастом 530–560 млн лет позволяет предположить ксеногенную природу такого циркона. Можно считать, что вендские значения Sm–Nd-возраста в крайне бедных РЗЭ породах ДКГ-серии обусловлены тем, что часть Sm и Nd заимствована из допалеозойского фундамента Тагильской мегазоны. Примерно такую же интерпретацию Sm–Nd-возраста ультрамафитов аляскинского типа в Китае дает и международный коллектив исследователей (Chen et al., 2009).

Для псевдолейцитовых тылаитов Косьвинского Камня в Университете г. Гранада (Испания) получена Rb–Sr-изохрона со следующими параметрами: возраст 340±22 млн лет, первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.704014$, MSWD = 4.3 (Пушкарев и др., 2008). Мы полагаем, что, поскольку породы этого массива, как и других массивов Платиноносного пояса, испытали катаклаз и сопровождающую его перекристаллизацию, то этот возраст отвечает, по-видимому, одному из поздних событий (метаморфизм, прогрев), которое зафиксировано также и в цирконах, в том числе из дунита этого же массива.

Возраст цирконов известен для дунита Косьвинского Камня (Кытлымский массив) и оливинового габбро Тагило-Баранчинского массива (Bea et al., 2001; Краснобаев и др., 2006в, 2007). В обоих случаях получена сходная картина. Породы содержат ксеногенные цирконы (1700–1800 млн лет), цирконы возрастом 430–460 млн лет, отвечающие времени формирования габбровой серии Платиноносного пояса, и молодые цирконы возрастом 340–380 млн лет, совпадающим с Rb–Sr-возрастом псевдолейцитовых тылаитов (рис. 1.4). Цирконы, отвечающие времени формирования самих пород ДКГ-серии, вероятно, пока не обнаружены либо из-за их низкого содержания, либо вследствие их растворения в исходном для пород ДКГ-серии расплаве состава полевошпатового клинопироксенита – тылаита (Ферштатер и др., 1999). Последнее предположение согласуется с экспериментальными данными, свидетельствующими о

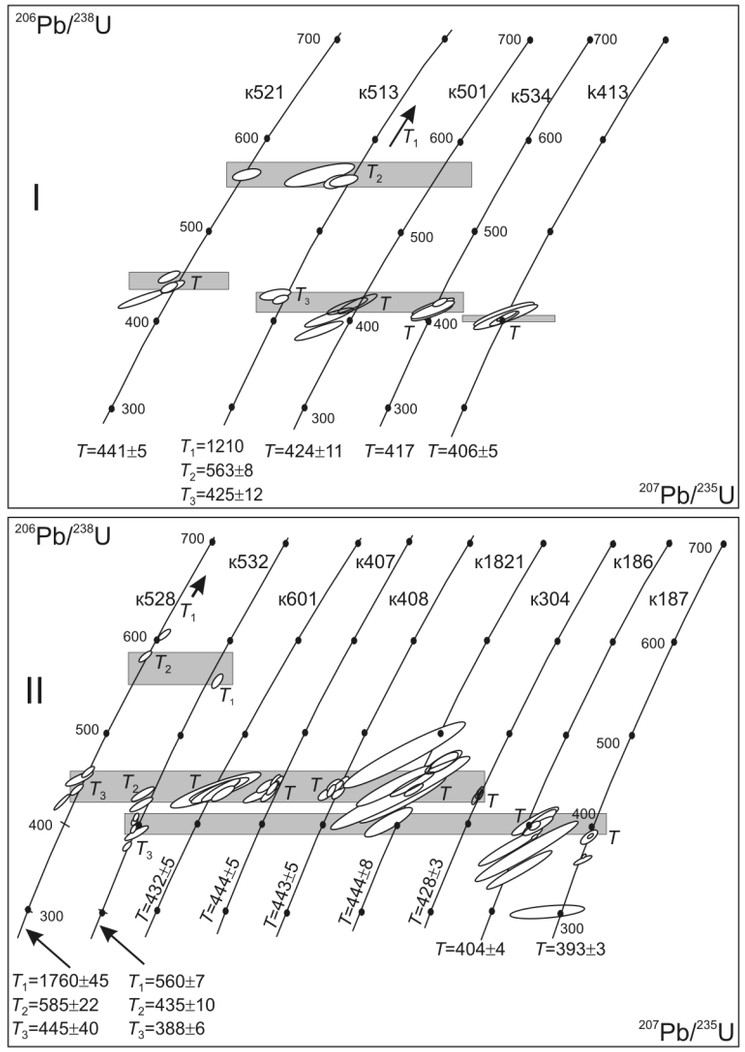


Рис. 1.2. Возраст цирконов с конкордией для пород Платиноносного пояса (I) и Тагильской вулканогенной зоны (II).

Мезопротерозойские значения возраста не показаны. Прямоугольниками обозначены основные рубежи цирконового возраста.

Платиноносный пояс: к521 – оливиновое габбро Тагило-Баранчинского массива (анализ выполнен на NORDSIM – **NS); к513 – роговообманковое габбро Черноисточинского массива (NS);** к501 – роговообманковый анортозит Черноисточинского массива (NS); **к534 – габбродиорит** Тагило-Баранчинского массива (NS); **к413 – клинопироксен-биотит-роговообманковый диорит**, гора Ермакова (анализ выполнен на **SHRIMP-II-SH).**

Тагильская вулканогенная зона: к528 и к532 – клинопироксен-роговообманковое габбро Волковского массива (NS); **к601 – плагиогранит, Тагильский массив, пос. Левиха (SH); к407 и** к408 – гранит и гранодиорит Тагильского массива (NS) **соответственно, к1821 – роговообманковый сиенит Тагильского массива (NS), к304 – нефелиновый сиенит Кушвинского массива (NS); к186 и к187 – роговообманковый диорит и биотит-роговообманковый гранодиорит Ауэрбаховского массива (SH) соответственно. Более подробная изотопная и минералогическая характеристика циркона приведена в работах: Краснобаев и др., 2006а, б, в; 2007. Состав циркона см. в табл. 1.1, состав пород – в табл.1.2 – 1.4, 1.7. Остальные пояснения см. в тексте

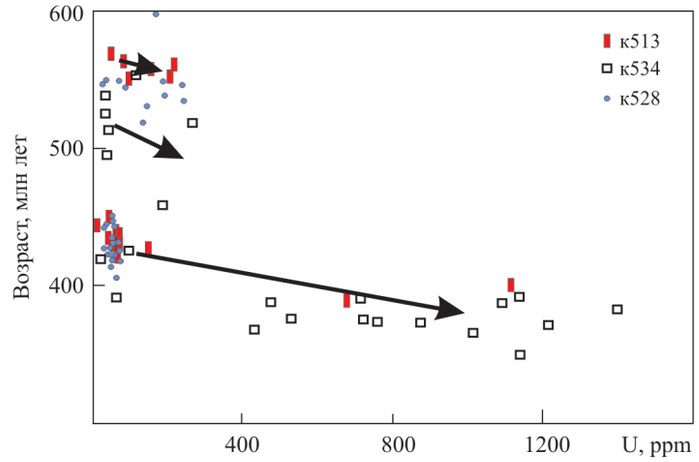
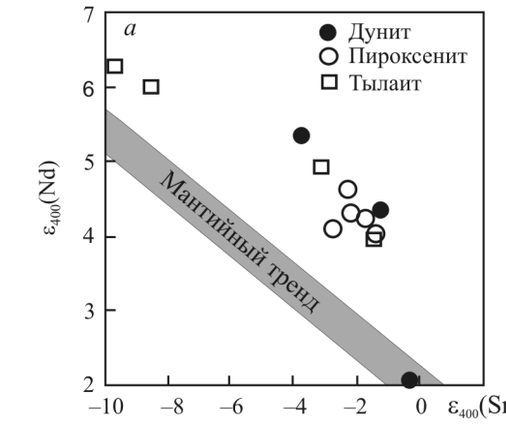
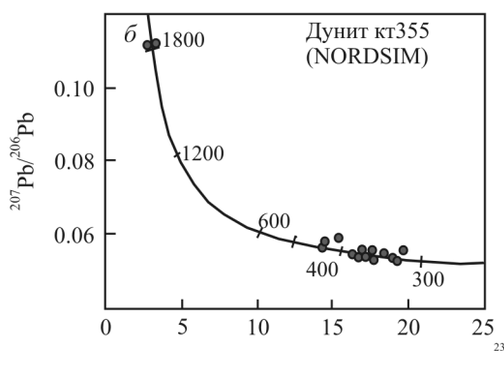


Рис. 1.3. Диаграмма возраст – содержание урана для цирконов из габброидов к513 (Черноисточинский массив) и к534, к528 (Волковский массив)





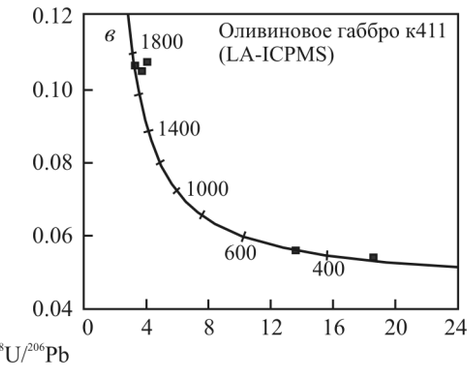


Рис. 1.4. Диаграммы:
а – ε(Nd) **– ε(Sr) для пород ДКГ-серии (Bea et al., 2001);** *б*, *в* – с конкордией Тера–Вассербурга для цирконов из дунита кт355 (*б*) и оливинового габбро к411 (*в*)

высокой растворимости циркона в базитовом расплаве (Watson, Harrison, 1983; Watson, 1996). Во всяком случае можно полагать, что цирконы палеозойского возраста в породах ДКГ-серии (табл. 1.1) отражают события, происходившие в зоне Платиноносного пояса после их формирования. Наличие протерозойских цирконов является признаком существования древнего кристаллического основания над очагом магмогенерации, материалом которого и была контаминирована магма.

Вариации значений εNd–εSr пород ДКГ-серии параллельны мантийному тренду, но при больших значениях εSr (см. рис. 1.4), что, по-видимому, обусловлено влиянием флюида, обогащенного Sr и его радиогенным изотопом. Такой изотопный состав Sr соответствует флюиду, генерированному в зоне субдукции в результате дегидратации водосодержащих минералов палеозойского по возрасту слэба.

Породы ДКГ-серии, с которыми связаны все коренные и россыпные месторождения платины, и магнетитовые месторождения в пироксенитах и горнблендитах, слагают как зональные изолированные тела с дунитовыми ядрами, окруженными каймами оливиновых клинопироксенитов, так и существенно габбровые массивы, в которых дуниты и клинопироксениты образуют мелкие тела, участвующие в полосчатости. Ориентировка полосчатых структур обычно крутая, с падением внутрь массива. Внутренняя структура массивов всегда автономна и отлична от тектонической структуры рамы (Ефимов, 1984). В рассматриваемой части Платиноносного пояса породы серии слагают массивы Светлый бор, Вересовый бор, горы Соловьева (см. рис. 1.1). В рамках сложного Кытлымского массива выделяются Тылай-Конжаковский и Косьвинский дунит-пироксенитовые массивы, Сухогорский оливинит-клинопироксенит-габбровый массив и Серебрянский массив, сложенный оливиновыми клинопироксенитами и клинопироксен-амфиболовыми и амфиболовыми анортитовыми габбро.

В совокупности с данными о концентрически-зональном строении массивов и крутой ориентировке полосчатости можно предположить, что обнаженные на современной поверхности тела этой серии представляют собой разные срезы трубообразных массивов первоначально примерно одинакового строения (рис. 1.5). Определение давления, отражающего уровень современного эрозионного среза разных массивов и показанного на рисунке, выполнено в основном роговообманково-плагиоклазовым барометром по амфиболовым габбро и вмещающим амфиболитам (Ферштатер, 1990). Данные барометрии амфиболитов и гранитогнейсов свидетельствуют о росте давления при их формировании от 3–4 кбар в восточной части пояса до 10–13 кбар в западной, что совпадает с фациальной принадлежностью магматических пород.

Наибольшая часть пород ДКГ-серии сосредоточена в западной и центральной частях зоны развития пород ППУ. Собственно говоря, на их основе сложилось представление о петрологии и геохимии пород серии. Составы их приведены в табл. 1.2. Однако ими не исчерпывается все многообразие пород ДКГ-серии. В восточной части ППУ на границе с вулканоплутоническими магматитами Тагильской вулканогенной зоны Н.К. Высоцким (1913) были выделены и закартированы тела диаллаговых перидотитов (определение Н.К. Высоцкого). Выполненное нами детальное изучение этих пород (Ферштатер, Пушкарев, 1990) показало, что они представляют собой особый тип ультра-

Таблица 1.1

U–Pb-данные для цирконов из пород массивов Тагильской мегазоны и Рефтинского массива

Номер зерна	U	Th	Pb	Изотопные отношения			Возраст, млн лет	
	ppm			$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$
Пр. к411, оливиновое битовнитовое габбро, Тагило-Баранчинский (LA)								
7-1	1834	1242	109	0.05488	Не опр.	0.05371	407	337
7-5	102	60	8	0.05536	–"–	0.07339	427	457
7-2b	99	91	30	0.10794	–"–	0.24408	1765	1408
7-6	86	108	30	0.10547	–"–	0.26594	1723	1520
7-2a	84	74	30	0.10691	–"–	0.30172	1748	1700
Пр. к521, оливиновый габбро-норит меланократовый, Тагило-Баранчинский (NS)								
z13	34	21	3	0.04804	0.461	0.06961	101±200	434±5
z18	59	44	5	0.05485	0.5285	0.06988	406±85	435±5
z12	705	622	65	0.05385	0.52	0.07004	365±55	436±5
z16	77	82	8	0.05271	0.5282	0.07268	316±80	452±5
Пр. к534, клинопироксен-роговообманковый габбро-диорит, Тагило-Баранчинский (NS)								
5.1	34	10	2	0.05661	0.50690	0.06494	477±531	406±10
3.1	21	5	1	0.05629	0.50537	0.06511	464±928	407±15
1.1	120	24	7	0.05474	0.49831	0.06603	402±162	412±5
4.1	216	58	12	0.05539	0.50503	0.06613	428±61	413±4
6.1	89	28	5	0.05459	0.50201	0.06670	395±170	416±5
1.2	138	28	8	0.05436	0.50576	0.06747	386±167	**421±5**
2.1	299	84	17	0.05579	0.52045	0.06765	444±51	**422±4**
Пр. к513, роговообманковое габбро, Черноисточинский (NS)								
7	286	131	19	0.05265	0.3989	0.05494	314±37	345±4
3	76	75	7	0.05247	0.5125	0.07083	306±77	**441±5**
6	30	22	3	0.05007	0.4928	0.07138	198±156	**445±5**
9	91	55	10	0.05602	0.6959	0.09009	453±72	556±6
4	95	131	12	0.05488	0.6829	0.09025	407±62	557±6
1	14	10	2	0.05077	0.6443	0.09205	230±214	568±6
10	107	71	29	0.08002	2.3319	0.21136	1197±24	1236±12
Пр. к501, роговообманковый анортозит, Черноисточинский (NS)								
z22	29	11	2	0.04462	0.3986	0.06479	-76±228	410±5
z26c	14	4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.06347	Не опр.	411±5
z19	40	13	3	0.05252	0.4883	0.06744	308±132	**422±5**
z23	20	6	1	0.04634	0.4288	0.0671	0±244	**423±5**
z21	28	9	2	0.04969	0.4657	0.06797	181±159	427±5

Номер зерна	U	Th	Pb	Изотопные отношения			Возраст, млн лет	
	ppm			$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$
Пр. к413, биотит-роговообманковый диорит, гора Ермакова (SH)								
3.1	8	25	0	Не опр.	Не опр.	0.03605	Не опр.	228±21
3.2	494	19	18	0.05347	0.30769	0.04174	349±48	264±2
1.1	130	57	7	0.05460	0.48616	0.06458	396±123	403±4
4.1	361	129	20	0.05501	0.49302	0.06500	413±82	**406±4**
2.1	103	21	6	0.05474	0.49024	0.06495	402±259	**406±6**
5.1	202	87	12	0.05392	0.48861	0.06573	368±249	410±6
Пр. к419, мигматизированный габбро-амфиболит, соссюритовый, зап. склон горы Белой (SH)								
3.1	77	37	4	0.05399	0.41329	0.05552	371±379	348±7
4.1	242	275	12	0.05596	0.42883	0.05558	451±71	**349±3**
5.1	428	583	21	0.05341	0.40980	0.05565	346±61	**349±3**
2.1	70	33	3	0.05369	0.41130	0.05556	358±216	349±6
5.2	93	24	4	0.05376	0.41351	0.05579	361±153	350±5
1.1	507	241	25	0.05345	0.41527	0.05635	348±58	353±3
6.1	155	76	9	0.05514	0.49601	0.06524	418±121	407±4
Пр. к522, плагиориолит рудоносной толщи, хлоритизированный, пос. Левиха (SH)								
5.1	110	64	7	0.0604	0.559	0.0713	487±130	**444±7**
1.2	180	151	12	0.0779	0.488	0.0722	150±400	449±7
1.1	46	19	3	0.0722	0.41	0.0722	-250±1400	450±16
4.1	23	8	2	0.0793	0.55	0.0737	390±1100	458±19
3.1	122	80	8	0.0595	0.48	0.0737	72±490	459±8
2.1	45	16	3	0.0685	0.37	0.0745	-630±1200	463±13
Пр. к601, плагиогранит, пос. Левиха (SH)								
5.1	139	73	3	0.07641	0.25679	0.02437	1106±1126	155±9
3.1	49	19	3	0.06631	0.61820	0.06761	816±587	422±12
4.1	123	51	7	0.05835	0.55142	0.06854	543±76	427±5
1.2	195	200	12	0.05665	0.54088	0.06925	478±117	432±4
5.2	85	38	5	0.05692	0.54735	0.06974	488±213	**435±7**
2.1	80	42	5	0.05594	0.53954	0.06995	450±181	**436±7**
1.1	37	14	2	0.05597	0.53996	0.06996	451±328	436±9
Пр. к528, габбро, Волковский (LA)								
3-4	326	404	29	0.05574	Не опр.	0.06879	442	429±21
3-3	236	330	22	0.05604	–"–	0.06921	454	431±16
3-7	163	161	14	0.05633	–"–	0.07303	466	**454±18**
3-6	113	131	10	0.055	–"–	0.07393	412	460±24
3-5	39	16	3	0.05761	–"–	0.07417	515	461±26
3-8	243	345	24	0.05758	–"–	0.0744	514	463±21

Номер зерна	U	Th	Pb	Изотопные отношения			Возраст, млн лет	
	ppm			$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$
3-1	52	41	5	0.05769	Не опр.	0.07912	518	491±22
3-2	117	171	14	0.06638	–"–	0.09293	818	573±27
3-1	610	125	63	0.08676	–"–	0.09725	1355	598±23
3-9	227	209	27	0.0614	–"–	0.0982	653	604±25
Пр. к532, габбро, Волковский (NS)								
z-18	336	31	22	0.05347	0.4434	0.06015	349±37	377±4
z-17	817	166	57	0.055	0.472	0.06224	412±96	389±5
z-15	735	124	52	0.05368	0.4705	0.06357	358±18	397±5
z-13	477	68	34	0.05314	0.4781	0.06525	335±23	408±5
z-22	59	29	5	0.05352	0.5048	0.06842	351±88	427±5
z-21	48	36	4	0.05301	0.5172	0.07076	329±86	441±5
z-24	169	61	18	0.0609	0.7489	0.0892	636±28	551±7
Пр. к408, биотит-роговообманковый кварцевый диорит, Тагильский (NS)								
z-40	112	94	10	0.05572	0.5347	0.06959	441±43	434±5
z-37	100	80	9	0.05242	0.5107	0.07066	304±57	440±5
z-33	286	340	29	0.0535	0.5231	0.07092	350±32	442±5
z-34	265	243	25	0.05505	0.5402	0.07117	414±32	**443±5**
z-35	141	127	14	0.05431	0.5337	0.07127	384±45	**444±5**
z-41	209	163	19	0.05593	0.5505	0.07138	450±38	**445±5**
z-38	185	161	18	0.05593	0.5523	0.07162	449±33	446±5
z-36	169	135	16	0.05371	0.5318	0.07181	359±49	447±5
Пр. к407, биотитовый гранит, Тагильский (NS)								
z-32	97	69	9	0.05328	0.5119	0.06967	341±58	434±5
z-27	91	64	8	0.0515	0.5018	0.07066	263±146	440±5
z-29	186	180	18	0.05395	0.5249	0.07056	369±43	440±5
z-31	186	143	17	0.05422	0.5304	0.07095	380±37	442±5
z-26	353	268	33	0.0548	0.5403	0.0715	404±26	**445±5**
z-25	177	174	17	0.0548	0.5408	0.07157	404±38	**446±5**
z-28	74	45	7	0.05195	0.5147	0.07186	283±71	447±5
z-30	183	176	18	0.05414	0.5379	0.07206	377±36	449±5
Пр. к1821, биотит-роговообманковый сиенит, Тагильский (SH)								
6.2	67	39	4	0.0563	0.462	0.065	262±220	406±9
4.1	78	40	5	0.0653	0.508	0.0685	359±370	427±9
6.1	292	127	18	0.0576	0.546	0.06984	479±70	435±5
5.1	62	41	4	0.0653	0.51	0.0704	310±580	439±11
8.2	50	36	3	0.0649	0.58	0.0713	568±260	444±10
7.1	123	97	8	0.061	0.547	0.0714	434±170	**445±6**

Окончание табл. 1.1

Номер зерна	U	Th	Pb	Изотопные отношения			Возраст, млн лет	
	ppm			$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$
1.1	86	80	5	0.0639	0.563	0.0716	494±210	446±6
2.1	115	103	7	0.058	0.512	0.073	235± 320	454±7
7.2	83	56	5	0.0623	0.629	0.0732	685±100	456±7
8.1	102	96	6	0.0613	0.621	0.0734	651±100	457±7
3.1	35	16	3	0.0736	0.42	0.0795	-490±1400	493±17
Пр. к304, биотит-роговообманковый нефелиновый сиенит, Кушвинский (NS)								
z-1	1183	271	90	0.05897	0.5081	0.0679	382±20	424±5
z-5	1745	526	137	0.05579	0.5239	0.06835	436±11	426±5
z-4	2286	1120	190	0.05641	0.5197	0.06882	403±12	429±5
z-2	1915	616	153	0.05624	0.5248	0.06905	417±13	**430±5**
z-7	1536	442	121	0.05544	0.5245	0.06895	419±12	**430±5**
Пр. К186, кварцевый диорит, Ауэрбаховский (SH)								
2.2	168	42	8	0.0528	0.414	0.05689	321±330	357±6
3.2	111	114	6	0.054	0.446	0.0601	363±500	376±8
1.1	268	117	14	0.0481	0.402	0.06067	104±360	380±5
2.1	3989	387	21	0.0553	0.4741	0.06218	424±24	389±2
3.1	13503	7510	728	0.05513	0.4772	0.06278	417±13	393±2
5.3	319	166	18	0.0551	0.488	0.06423	416±140	401±5
4.2	226	101	12	0.0538	0.479	0.0645	364±79	403±5
5.1	3934	1416	219	0.05488	0.4899	0.06474	407±20	**404±2**
5.2	107	31	6	0.0564	0.505	0.0649	469±110	406±7
4.1	127	31	7	0.0543	0.491	0.0656	382±200	410±6
Пр. к935, плагиогранит, Рефтинский (NS)								
9	380	149	30	0.05291	0.495	0.06786	324.9±26.4	423.2±5.1
10	247	51	19	0.0529	0.497	0.06814	324.4±32.4	424.9±5
11	184	40	14	0.05499	0.5023	0.06625	411.7±33.8	413.5±4.9
Пр. к934, роговообманковое габбро, Рефтинский (NS)								
4	89	19	7	0.05317	0.4933	0.06728	336.3±70.8	419.8±5
3	46	6	3	0.04835	0.4516	0.06774	116.6±124	422.5±5

Примечание. Буквы в скобках около названий пород и массива обозначают метод анализа и прибор: **LA** – лазерная абляция, NS – **Cameca IMS1270 (NORDSIM), SH – (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ). Изотопные отношения скорректированы на** примесь обыкновенного свинца по ^{204}Pb. **Полужирным шрифтом выделены значения $^{206}Pb/^{238}U$-возраста, дискордантность** которых менее 5%, а сами зерна циркона по морфологическим особенностям могут рассматриваться как отвечающие времени кристаллизации породы. Возрастные диаграммы с конкордией – см. рис. 1.2.

Здесь и далее в таблицах «Не опр.» – не определялось.

Во всех таблицах, а также на рисунках образцы, обозначенные буквой «к», отобраны А.А. Краснобаевым, частично совместно с автором. Цирконы из них выделены А.А. Краснобаевым.

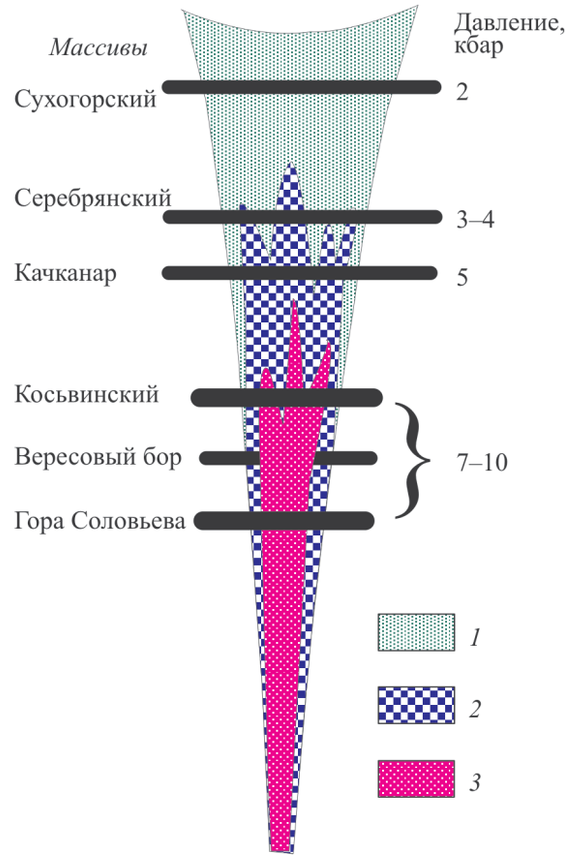


Рис. 1.5. Предполагаемая схема первичного строения конфокальной дунит-клинопироксенит-габбровой трубообразной интрузии.
Разные ее эрозионные срезы представляют собой массивы ДКГ-серии ППУ; *1* – анортитовые габбро; *2* – клинопироксениты и верлиты; *3* – дуниты

мафитов, отвечающих по составу верлитам, для которых устанавливаются магматический генезис и гипабиссальные условия формирования. Верлиты ассоциированы с родингитизированными габброидами коронарной структуры (измененные оливиновые габбро) и вместе с ними залегают среди деформированных эпидотовых амфиболитов, принадлежащих досилурийскому офиолитовому комплексу. Верлиты образуют линзовидные тела, прорванные родингитизированными габброидами, мелкозернистыми роговообманковыми габбро и плагиогранитами (рис. 1.6). В отличие от интенсивно деформированных вмещающих пород ультрамафиты имеют массивную текстуру. Породы состоят из целиком серпентинизированного оливина, интерстиции между которым выполнены диопсидом и тонкозернистым хлоритовым или серпентин-тремолит-клиноцоизит-гроссуляр-хлоритовым (родингитовым) мезостазисом. Диопсид, который резко ксеноморфен по отношению к оливину, на границе с мезостазисом приобретает, как и оливин, специфические ограничения, характерные для свободного роста кристаллов из жидкости (рис. 1.7). Наличие таких ограничений, так же как и идиоморфизм оливина и диопсида, свидетельствует о том, что мезостазис – это родингитизированный тонкозернистый продукт кристаллизации остаточного расплава или преобразованное стекло базитового состава. Выделения мезостазиса в процессе преобразования часто приобретают зональное строение (см. рис. 1.7, *в–д*).

В ультрамафитах постоянно отмечаются обособления овальной формы размером от нескольких миллиметров до 10×20 см с резкими границами, которые сложены теми же минералами, что и мезостазис: хлоритом, клиноцоизитом, тремолитом, гроссуляром. Химический состав таких обособлений устойчив и в общих чертах соответствует базитовому. Они практически совпадают по составу с мезостазисом и родингитизированными габброидами коронарной

Таблица 1.2

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в представительных образцах пород ДКГ-серии Платиноносного пояса Урала

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	kt**355**	kt129	tg**301**	tg230	kt27	tg203	tg206	kt**111**	kt92	kt59	tg**276**	tg273
SiO_2	38.15	36.97	39.48	39.03	47.38	43.90	45.70	46.53	42.02	40.22	40.35	37.81
TiO_2	0.06	0.05	0.11	0.18	0.3	0.52	0.58	0.7	0.70	0.98	0.04	0.10
Al_2O_3	0.51	0.54	4.92	1.75	3.28	4.26	8.59	7.57	20.83	18.91	20.46	18.26
Fe_2O_3	5.12	4.81	12.31	14.30	4.97	7.59	4.45	6.2	5.65	6.21	5.65	1.18
FeO	6.78	6.46	Не опр.	Не опр.	5.39	5.77	6.66	6.1	6.63	8.03	Не опр.	3.41
MnO	0.19	0.20	0.17	0.22	0.15	0.18	0.18	0.22	0.13	0.11	0.08	0.16
MgO	40.58	37.26	32.61	31.31	17.32	20.61	17.07	13.06	7.61	7.52	12.72	9.94
CaO	1.31	1.24	1.86	3.10	18.34	15.22	12.34	12.16	15.02	14.73	13.03	18.99
Na_2O	0.08	0.08	0.34	0.25	0.35	0.36	1.25	1.62	0.75	1.28	2.10	0.42
K_2O	0.03	0.06	0.05	0.04	0.08	0.10	1.92	1.2	0.09	0.22	0.41	0.07
P_2O_5	0.01	0.06	0.05	0.03	0.01	0.14	0.31	0.35	0.04	0.09	0.03	0.01
Be	0.18	0.09	0.28	0.00	0.18	0.01	0.59	0.94	0.25	0.27	Не опр.	Не опр.
Sr	5.5	7.1	120.2	7.7	87.0	208.9	644.2	607.1	521.8	969.7	688	748
Ba	11.3	0	26.36	52.40	29.19	6.36	421.27	134.84	19.60	30.74	Не опр.	Не опр.
Sc	11.02	9.61	84.48	30.54	96.23	68.91	52.51	50.09	60.83	36.88	–“–	–“–
V	22.44	30	145	64	177	236	259	291	529	534	–“–	–“–
Cr	3146	3352	1617	682	936	1069	807	727	37	48	50	–“–
Co	138	134	45	130	70	78	63	62	61	46	Не опр.	–“–
Ni	1381	1414	210	537	244	Не опр.	Не опр.	216	101	44	–“–	–“–
Cu	39.65	40.6	11.9	1.3	21.0	6.6	59.5	147.6	17.1	562.6	–“–	–“–
Zn	57.03	65.5	24.7	121.5	38.1	87.1	72.0	109.6	64.3	99.4	–“–	–“–
Ga	1.34	1.60	4.89	1.83	5.02	7.46	15.00	12.85	15.80	20.02	–“–	–“–
Y	0.56	0.57	5.82	2.30	4.65	10.95	12.34	14.97	5.78	11.78	30	–“–
Nb	0.16	0	0	0.17	0	1.96	2.28	0.30	0	0	Не опр.	–“–
Ta	0.053	1.68	0	0.04	0	3.09	1.85	0	0	0	–“–	–“–
Zr	6.10	4.32	10.30	3.35	6.87	7.52	21.40	53.85	10.54	8.90	–“–	–“–
Hf	0.32	0.08	0.36	0.14	0.25	0.28	0.57	1.67	0.40	0.36	–“–	–“–
U	0.01	0	0.06	0	0.01	0.01	0.01	0.47	0.01	0.02	–“–	–“–
Th	0.09	1.48	1.62	0.04	1.55	0.01	0.33	2.53	1.51	1.56	–“–	–“–
La	0.13	1.31	2.91	0.43	2.10	3.25	10.60	15.77	2.54	4.94	–“–	–“–

Окончание табл. 1.2

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	kt**355**	kt129	tg**301**	tg230	kt27	tg203	tg206	kt**111**	kt92	kt59	tg**276**	tg273
Ce	0.37	1.19	5.07	1.36	3.83	10.39	22.46	35.09	4.80	11.38	Не опр.	Не опр.
Pr	0.06	0.34	1.00	0.23	0.83	1.91	3.16	5.14	0.95	2.08	–“–	–“–
Nd	0.30	1.07	4.65	1.18	4.11	10.02	14.14	23.64	4.38	11.10	–“–	–“–
Sm	0.12	0.33	1.42	0.47	1.31	2.81	3.42	5.49	1.47	3.07	–“–	–“–
Eu	0.03	0.06	0.43	0.17	0.39	0.80	1.01	1.52	0.43	1.01	–“–	–“–
Gd	0.13	0.20	1.34	0.58	1.08	2.46	2.77	4.75	1.36	2.57	–“–	–“–
Tb	0.02	0.03	0.19	0.09	0.16	0.37	0.40	0.57	0.18	0.38	–“–	–“–
Dy	0.12	0.16	1.19	0.54	0.92	2.03	2.12	2.95	1.12	2.27	–“–	–“–
Ho	0.03	0.03	0.22	0.09	0.18	0.34	0.38	0.56	0.21	0.47	–“–	–“–
Er	0.07	0.10	0.61	0.24	0.44	0.91	1.07	1.35	0.60	1.21	–“–	–“–
Tm	0.012	0.01	0.08	0.04	0.05	0.11	0.14	0.19	0.08	0.15	–“–	–“–
Yb	0.079	0.05	0.43	0.22	0.29	0.74	0.84	1.21	0.47	0.86	–“–	–“–
Lu	0.015	0.01	0.08	0.03	0.05	0.09	0.11	0.19	0.08	0.13	–“–	–“–

Примечание. 1 и 2 – дуниты, массивы Косьвинский и Конжаковский соответственно; 3 и 4 – верлиты, массив Вересовый бор и небольшое тело в пос. Черноисточинске соответственно; 5 и 6 – оливиновые клинопироксениты, массив Серебрянский (ксенолит в роговообманковом анортозите ЛАП-серии) и горы Соловьева (6) соответственно; 7 и 8 – тылаиты массива горы Соловьева и Конжаковского массива соответственно; 9 – оливиновое габбро Сухогорского массива; 10 – пироксен-амфиболовое габбро Серебрянского массива; 11 – родингитизированное оливиновое габбро коронарной структуры, ассоциированное с верлитом tg230, район пос. Черноисточинска; 12 – миндалеподобное овальное обособление в верлите tg230.

структуры, образующими интрузивные залежи в ультрамафитах (см. табл. 1.2, ан. 11, 12). Эти данные позволяют определить габброиды, обособления и мезостазис как продукты затвердевания расплава, образованного в ходе фракционной кристаллизации верлитов.

Минеральный состав пород отражает разные стадии их преобразования в ходе родингитизации и подробно рассмотрен в статье Г.Б. Ферштатера и Е.В. Пушкарева (1990). Минеральный состав пород ДКГ-серии имеет важную черту – практически отсутствует ортопироксен. Ортопироксен-оливиновые породы («гарцбургиты»), развитые на контакте дунитов с клинопироксенитами в Кытлымском массиве, как считается, имеют реакционное происхождение (Ефимов, Ефимова, 1967). Ортопироксена нет даже в габброидах, которые представлены оливин- или амфибол-клинопироксеновыми, реже амфиболовыми разностями. По химическому составу оливиновые габбро отвечают котектике системы An–Cpx–Opx при 12–15 кбар (рис. 1.8), а оливиновые клинопироксениты – котектике оливин–клинопироксен при 20–25 кбар (рис. 1.9). Эти значения характеризуют примерные условия формирования соответствующих расплавов. Кристаллизация пород, судя по парагенезису оливина и анортита, происходила при давлении менее 6 кбар. Оливиновые анортитовые габбро принадлежат плутоническому высокобарическому типу и не имеют аналогов по химическому составу среди базальтов (Ферштатер, 1987).

Большая часть пород ДКГ-серии ряда дунит–верлит–клинопироксенит принадлежит особому тренду, характеризующемуся высоким значением от-

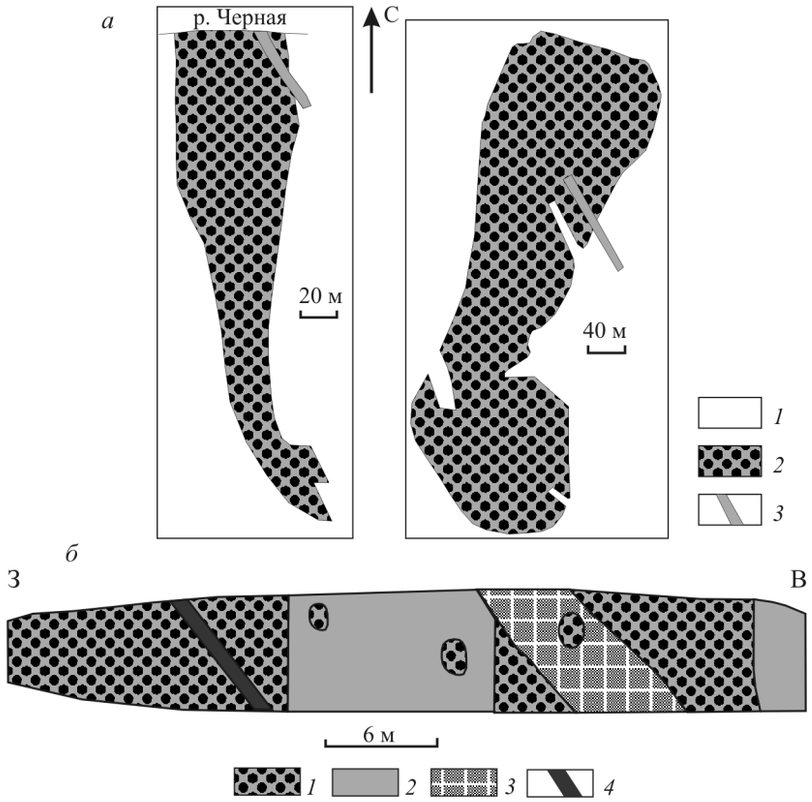


Рис. 1.6. Форма залежей ультрамафитов (*а*) и зарисовка разреза в выемке узкоколейки Нижний Тагил – Уралец (*б*).
а: *1* – амфиболиты, *2* – ультрамафиты, *3* – дайки мелкозернистого габбро;
б: *1* – ультрамафиты, *2* – родингитизированные габбро, *3* – мелкозернистые габбро, *4* – плагиограниты

ношения CaO/Al_2O_3, равным примерно 4 (см. рис. 1.9, тренд II). Этот тренд обусловлен фракционированием оливина из верлитового расплава, тогда как дальнейшая эволюция в сторону тылаитов связана с фракционированием оливин-клинопироксеновой котектики из расплава, отвечающего по составу оливиновому клинопироксениту (тренд III). Исключение составляют породы восточной части ППУ, представленные верлитами и апооливиновыми габброидами. Они эволюционируют по главному тренду (I) с отношением CaO/Al_2O_3, близким к 1, которому принадлежит большинство магматических пород (Штейнберг, 1985). Эти различия, по-видимому, обусловлены разным составом субстрата – верлитовым для пород ДКГ-серии западной и центральной частей ППУ и пиролитовым – для верлит-габбровой серии восточной части. Такова модель, следующая из диаграммы рис. 1.9. Существовали ли на самом деле расплавы верлитового состава, еще предстоит решить.

Важную роль в составе ДКГ-серии играют плагиоклазсодержащие оливиновые пироксениты, которым один из первых исследователей ППУ Л. Дюпарк дал собственное имя – тылаиты. Эти породы характеризуются порфировой

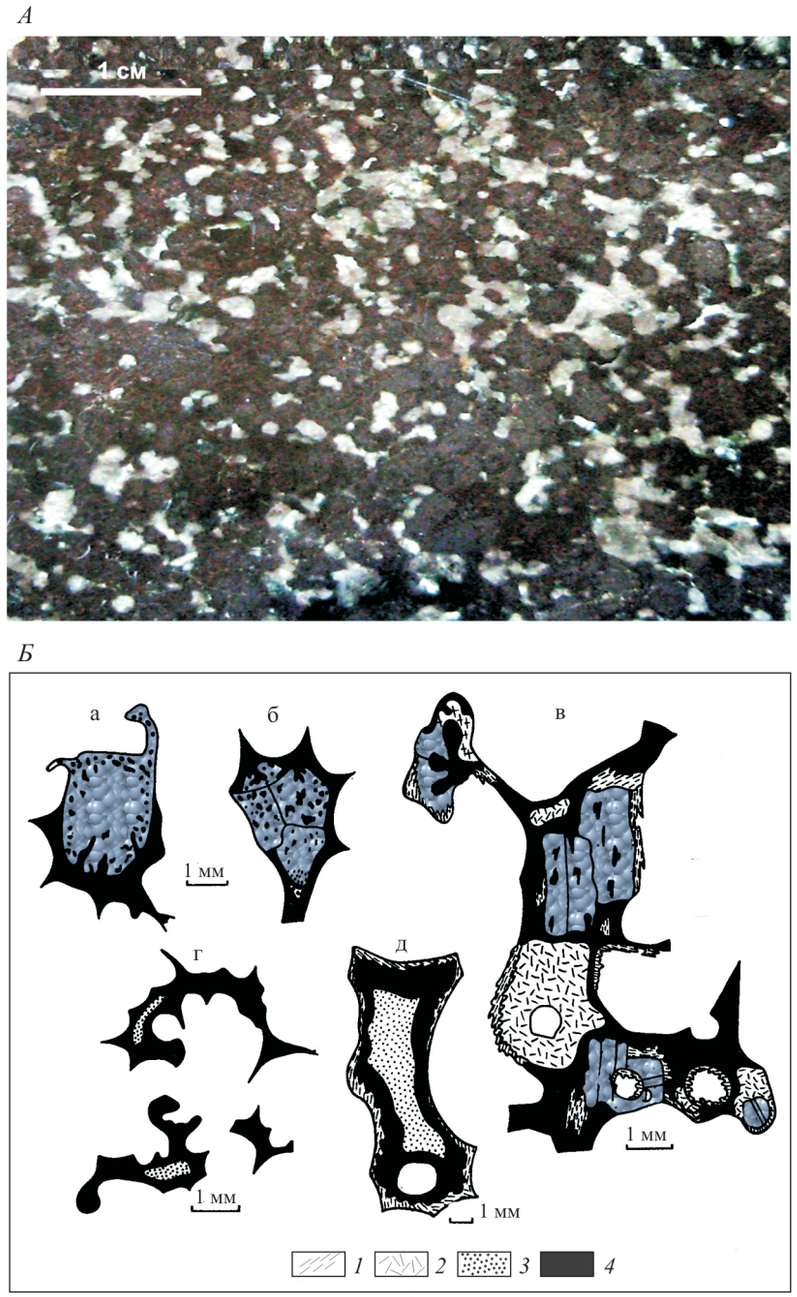


Рис. 1.7. Фото участка верлита, богатого интерстициальными обособлениями родингитизированных продуктов затвердевания остаточного расплава (*светлые участки*) (*А*), и зарисовки структур этих обособлений и зерен диопсида (*серое*) в полностью серпентинизированном оливине (*белое*) (*Б*):
1– тремолит; *2* – тонкозернистый тремолит-клиноцоизит-хлоритовый агрегат; *3* – гроссуляр; *4* – криптокристаллический хлорит

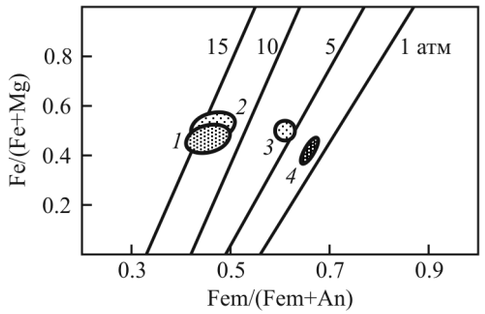


Рис. 1.8. Диаграмма **Fe/(Fe + Mg) – Fem/(Fem + An) для габброидов ППУ.**
Линиями показаны котектики системы **An–Cpx–Opx для** пироксенов с **Fe/(Fe + Mg)-отношением 0.4 при давлении,** обозначенном цифрами (кбар) около линий (источники первичных данных и описание методики построения диаграммы см.: Ферштатер, 1987). Овалами показаны области составов габброидов ДКГ-серии (1), габбро-норитов и амфиболовых габбро (2) и ортоклазовых габбро-норитов (3) габбровой серии и жильных амфиболовых габбро МАГ-серии (4)

структурой (в фенокристах – клинопироксен), которая на основании наблюдаемых в породах явлений катаклаза была определена как порфирокластовая (Маегов, 1995). Детальное изучение пород показало, что они сохранили многие особенности структуры и состава, позволяющие реконструировать их первичную природу (Ферштатер, Пушкарев, 1992). Порфировые зерна клинопироксена обладают зональным строением, подчеркнутым как закономерными пластинчатыми вростками рудного минерала, образовавшегося в результате распада твердого раствора первичного клинопироксена, так и включениями идиоморфного оливина и биотита, а в краевых частях и плагиоклаза, расположенных по зонам роста. В порфировидных клинопироксенах железистость от ядра к кайме слабо увеличивается. В этом же направлении заметно возрастает содержание натрия и слабо – глинозема. Железистость сингенетичных включений идиоморфных зерен оливина и биотита в порфировых вкрапленниках клинопироксена заметно увеличивается от центра вкрапленника к его краевой части. Подобные изменения состава характерны для магматической эволюции оливина и биотита и являются важным аргументом в пользу фенокристовой природы крупных зерен клинопироксена. Вкрапленники клинопироксена сцементированы мелкозернистой массой, состоящей из оливина, биотита, клинопироксена, а также магнетита, зеленой шпинели, плагиоклаза, иногда ортоклаза. В западной части ППУ в массивах горы Соловьева и Косьвинского Камня широко развиты тылаиты, содержащие тонкие андезин-ортоклазовые и ортоклаз-нефелиновые (псевдолейцитовые) срастания. Приведенные данные позволяют сделать важные петрологические выводы.

1. Биотит в тылаитах, а значит, и в бесполевошпатовых ультрамафитах имеет магматическое происхождение (что не исключает возможности эпимагматического генезиса для части биотита).

2. Последовательность кристаллизации тылаитов: 1) оливин + биотит + + клинопироксен (парагенезис фенокристаллов), 2) оливин + биотит + клинопироксен + лабрадор + магнетит (парагенезис основной массы), 3) андезин + + ортоклаз + лейцит (интерстициальный парагенезис), отвечает котектической схеме и свидетельствует о возможности образования ассоциированных с тылаитами бесполевошпатовых ультрамафитов в виде кумулятов вкрапленников, а габброидов – как продуктов кристаллизации остаточного расплава. Тылаиты в этом случае выступают в качестве пород, в наибольшей степени отвечающих составу исходного расплава. Недавние находки включений стекла, а также

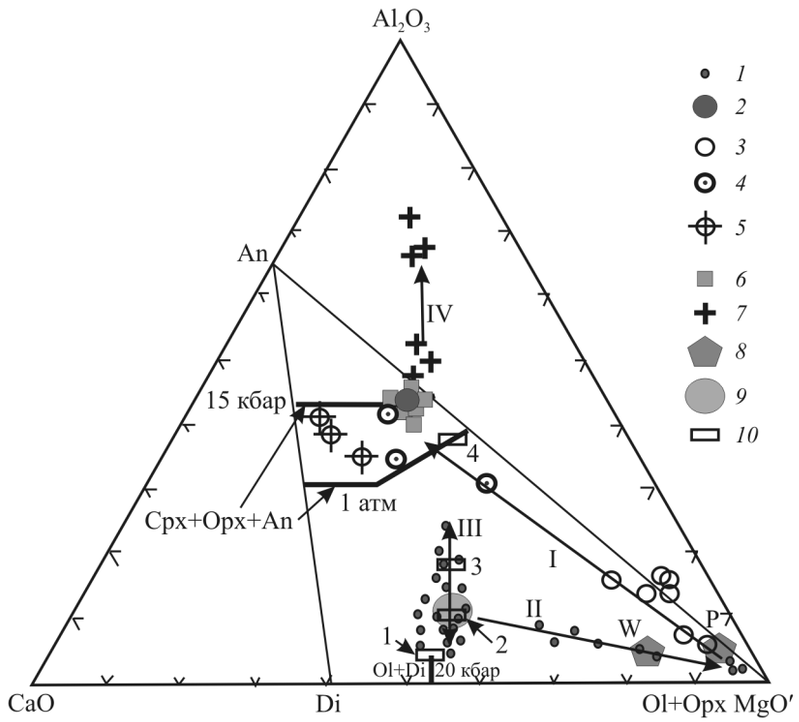


Рис. 1.9. Диаграмма $CaO–Al_2O_3–MgO'$ для пород Платиноносного пояса Урала.
Линиями в треугольнике **Ol(Opx)–Cpx-An показаны линии котектики An–Opx–Cpx (Hytonen, Schairer, 1961; Elmslie, 1970)** при давлении 1 и 15 кбар, рассчитанные для пироксенов с отношением **Fe/(Fe + Mg) = 0.4 (Ферштатер, 1987). Линия**ми со стрелками показаны тренды фракционирования оливина (**I – серия пикрит-базальт и верлит-габбровая серия** восточной части ППУ, **II – серия дунит-верлит-клинопироксенит западной части ППУ); Ol–Cpx-котектики (клинопироксе**нит-тылаитовая серия ППУ, **III), котектики Cpx–Opx–An (серия габбро-гранит Тагильской вулканогенной зоны, IV).**
$MgO' = MgO + 0.5Fe_2O_3 + 0.55FeO$.
1–5 – ДКГ-серия: *1* – дуниты, оливиниты, верлиты, клинопироксениты, тылаиты; *2* – средний состав оливиновых габбро; *3–5* – породы восточной части ППУ (*3* – верлиты, *4* – ассоциированные с ними апооливиновые габбро коронарной структуры, *5* – обособления продуктов кристаллизации остаточного расплава в верлитах); *6* – габбро-нориты габбровой серии; *7* – габбро и гранитоиды Тагильской вулканогенной зоны; *8* – средний состав пиролита (**P**) **и предполагаемый состав** верлита, субстрата большей части пород ППУ (**W**); *9* – средний состав тылаита – полевошпатового оливинового клинопироксенита; *10* – расчетные составы продуктов разных этапов кристаллизации молостовского пироксенита (Ферштатер, 1987): 1 – $CrDi_{10}$ + $Ol_{10–12}$ + **CrMt, 2 –** Cpx_{15} + $Ol_{15–25}$ + **MgMt, 3 –** $Cpx_{17–25}$ + Hbl_{35} + **TiMt, 4 –** Hbl_{40} + **Mt (индексы у минералов – железистость 100Fe/(Fe + Mg)). Пояснения см. в тексте**

зерен клинопироксена и биотита в платиноидах из дунитов массива горы Соловьева (Johan, 1987) подтверждают это предположение.

В центральной и восточной частях пояса – в массивах Денежкин Камень, Сухогорский – известны анортитсодержащие тылаиты (Ефимов, Ефимова, 1967), лишенные кислого плагиоклаза, ортоклаза и псевдолейцита, но обладающие теми же особенностями структуры, что и вышеописанные. Есть основания полагать, что они представляют собой исходный расплав для восточной ветви пород ДКГ-серии.

Породы **габбровой** серии сосредоточены в ряде крупных массивов, таких как Кумбинский, Павдинский, Валенторский, Тагило-Баранчинский и, кроме того, образуют ряд мелких интрузивных тел. Судя по ориентировке полоса-

тости (Ефимов, Ефимова, 1967; Ефимов, 1984) и магнитному полю над массивами (Рудные месторождения…, 1996), они имеют, как и массивы ДКГ-серии, автономную внутреннюю структуру, но достоверные геологические сведения о глубинном строении массивов отсутствуют. По геофизическим данным, это наклоненные к востоку штокообразные тела. Габбро-нориты характеризуются относительно устойчивым химическим составом и по норме соответствуют плагиоклаз-двупироксеновой котектике при давлении около 15 кбар. Примерно в этом же интервале давлений формировались и водные базитовые расплавы, продуктами кристаллизации которых являются роговообманковые габбро, водные аналоги габбро-норитов (см. рис. 1.8). Обособление поздних порций расплава, представленных биотитсодержащими ортоклазовыми габбро-норитами, отвечает давлению 5–6 кбар. Кристаллизация пород, судя по роговообманково-плагиоклазовому геобарометру (Ферштатер, 1992), происходила при существенно более низком давлении, не превышающем 4–6 кбар в западной части пояса и 3–4 кбар в его восточной части.

Среди однородных котектических габбро-норитов офитовой или трахитоидной структуры местами отмечаются оливинсодержащие, а среди амфиболовых – габбро-клинопироксенсодержащие разности, образующие как прослои, так и неправильные блоки среди преобладающих типов. В габбро-норитах жильная серия представлена близкими по минеральному составу, но более мелкозернистыми габбро-норитами либо амфиболовыми габбро. Габбронориты и роговообманковые габброиды образуют крупные массивы, где наряду с ними отмечаются тела клинопироксенитов, полевошпатовых клинопироксенитов (тылаитов), горнблендитов, общий объем которых в пределах массивов обычно невелик.

Важная особенность эволюции габбровой серии и уральского базитового интрузивного мантийного магматизма в целом заключается в смене маловодных существенно габбро-норитовых серий водными роговообманковыми габброидами, которые образуют интрузивные залежи и дайковые поля в предшествующих габбро-норитах. В ППУ эта смена происходит в возрастном интервале 430–420 млн лет назад. При этом эволюция продуктов водного базитового магматизма имеет антидромную тенденцию, которая наиболее отчетливо выражена в жильных породах: в отличие от вмещающих известково-щелочных габброидов жилы по составу приближаются к толеитам с соответствующим изменением петро- и геохимических параметров (табл. 1.3, ан. 4–9).

Более молодой возраст габбровой серии по сравнению с ДКГ-серией определяется наличием жил габбро-норитов и амфиболовых лабрадоровых габбро в ультрамафитах и габброидах ДКГ-серии. А.А. Ефимов и Л.П. Ефимова (1967) рассматривали такие жилы, в первую очередь амфиболовые габброиды, как метасоматические. Наши данные свидетельствуют о том, что большая часть жильных габброидов, за исключением части габбро-пегматитов – это ортомагматические породы котектического состава (Ферштатер, 1987). Аллотриоморфно-зернистая структура жильных габброидов, определяемая цитированными авторами как роговиковая, представляет собой мелкозернистый вариант обычной габбровой структуры – результат отжига и перекристаллизации первичной офитовой структуры, которая в отдельных случаях сохраняется.

Таблица 1.3

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в представительных образцах габброидов Платиноносного пояса Урала

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	kt88	kt87	km21	k513	tg571	tg46	tg564	tg48	tg577	k528	tg603
SiO_2	48.59	49.35	47.84	46.5	46.76	45.46	46.33	44.04	44.98	38.6	49.95
TiO_2	0.83	0.73	0.83	0.52	0.79	1.00	1.07	1.2	1.66	1.03	0.79
Al_2O_3	19.13	18.69	16.19	18.3	12.98	19.33	16.56	20.27	17.52	14.6	16.56
Fe_2O_3	3.23	3.51	4.24	12.8	6.18	4.19	5.72	5.55	6.82	14.23	13.05
FeO	8.64	7.56	8.36	Не опр.	6.46	7.59	7.53	6.71	8.61	Не опр.	Не опр.
MnO	0.21	0.20	0.23	0.21	0.24	0.20	0.22	0.18	0.56	0.1	0.14
MgO	5.18	4.80	6.59	8.25	8.03	5.91	5	4.77	4.78	9.22	5.61
CaO	11.45	10.46	11.05	12.2	11.96	11.83	10.59	12.04	10.26	17.19	6.71
Na_2O	1.85	1.85	2.25	1.3	3.08	2.60	3.08	3	2.77	1.51	4.55
K_2O	0.11	0.21	1.08	0.05	0.12	0.12	0.14	0.18	0.12	0.54	0.21
P_2O_5	0.16	0.13	0.16	Не опр.	0.07	0.26	0.23	0.36	0.37	Не опр.	0.38
Rb	1.69	1.86	24.55	1.552	0.62	1.05	0.26	1.47	0.28	8	2.85
Be	0.38	0.73	0.63	0.27	0.62	0.65	0.86	1.1	0.76	0.03	0.22
Sr	458	498	910	386	493	581	578	693	618	1459	1382
Ba	49.7	63.0	369.9	46.6	64.2	38.4	81.1	73.5	66.2	125.9	142.3
Sc	5.4	50.97	66.92	33.003	67.39	43.53	50.69	52.05	60.29	27.03	26.31
V	375	367	577	233	361	305	486	395	491	1058	479
Cr	124	57	75	235	72	100	22	36	3	42	41.2
Co	40	35	62	45.4	46	37	38	35	35	46	32.1
Ni	46	12	Не опр.	63.4	29	32	15	40	8	17.82	10.1
Cu	111.8	82.74	155.6	87.7	78.2	145.9	85.3	156.9	324.2	2206	1021
Zn	94.1	89.9	182.9	69.051	112.4	100.6	112	103	116	34.19	44
Ga	17.8	16.99	28.20	13.761	16.08	21.03	20.09	21.02	23	16.23	17.63
Y	15.7	13.80	23.79	8.857	21.82	18.24	25.63	29.57	34.93	13.26	14.39
Nb	10.8	0.54	3.73	1.097	1.5	3.76	2.41	5.45	3.03	1.06	0.44
Ta	7.54	0.59	1.41	0.108	0.11	1.66	0.15	2.23	0.18	0.08	0.05
Zr	11.2	12.25	44.41	7.187	20.06	15.37	12.29	18.58	16.99	8.01	8.01
Hf	0.8	0.94	1.75	0.299	0.7	0.87	0.48	2.06	0.77	0.35	0.44
U	0.04	0.05	0.45	0.04	0.01	0.05	0.06	0.07	0.03	0.31	0.28
Th	0.06	0.01	1.82	0.16	0.04	0.01	0.14	0.01	0.06	0.54	0.3
La	3.31	3.70	26.36	2.216	4.33	6.66	6.51	7.56	4.82	10.16	8.42
Ce	8.91	9.10	32.60	5.603	12.68	17.20	17.38	23.66	14.93	26.82	22.42
Pr	1.46	1.51	4.32	0.846	2.13	2.54	2.78	4.03	2.72	4.15	3.48
Nd	8.31	7.96	20.75	3.968	10.3	13.14	13.32	21.51	13.89	22.05	16.61

Окончание табл. 1.3

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	kt88	kt87	km21	k513	tg571	tg46	tg564	tg48	tg577	k528	tg603
Sm	2.53	2.40	5.20	1.197	2.8	3.43	3.7	6.23	4.38	5.8	4.62
Eu	0.9	1.03	1.68	0.569	1.09	1.21	1.6	2.07	1.78	1.7	1.67
Gd	3.07	2.98	4.82	1.252	3.08	4.00	4	7.05	4.9	5.11	3.872
Tb	0.49	0.43	0.75	0.217	0.51	0.57	0.65	1	0.83	0.66	0.54
Dy	3	2.88	4.58	1.525	3.6	3.59	4.4	6.9	6.01	3.23	3.01
Ho	0.59	0.58	0.90	0.351	0.78	0.67	0.9	1.34	1.29	0.5	0.59
Er	1.77	1.88	2.30	1.058	2.13	1.94	2.57	4.15	3.55	1.07	1.48
Tm	0.24	0.26	0.37	0.169	0.32	0.27	0.41	0.61	0.53	0.14	0.22
Yb	1.73	1.87	2.43	1.093	2.18	1.75	2.53	3.76	3.26	0.82	1.35
Lu	0.23	0.27	0.44	0.166	0.31	0.23	0.35	0.54	0.45	0.12	0.21

Примечание. 1, 2 – габбро-нориты Валенторского массива; 3 – биотитовый габбро-норит Кумбинского массива; 4–7 – роговообманковые габбро Черноисточинского массива; 8, 9 – жильные роговообманковые габбро Черноисточинского массива; 10, 11 – Волковский массив: 10 – клинопироксен-роговообманковое габбро, 11 – жильное роговообманковое габбро.

По данным цирконовой хронологии (Краснобаев и др., 2006в, 2007), в «габбровой» части геологической истории Платиноносного пояса выделяются два этапа формирования пород: 460–430 млн лет назад – для большей части габброноритов и 430–420 млн лет – для роговообманковых габбро и продуктов их анатексиса (роговообманковых анортозитов и плагиогранитов ЛАП-серии; см. рис. 1.2). Как и в породах ДКГ-серии, в габброидах отмечаются более древние цирконы двух возрастных уровней – мезопротерозойского (более 1000 млн лет) и неопротерозойского (580–550 млн лет). Такие древние цирконы либо являются ядрами в палеозойских разностях, либо образуют самостоятельные корродированные зерна. Они, несомненно, ксеногенные. Возрастные значения около 400 млн лет и менее в породах габбровой серии отвечают, по-видимому, этапам постмагматического преобразования с появлением новых разновидностей цирконов.

Наличие ксеногенных протерозойских цирконов в габброидах и базальтах Тагильской мегазоны может свидетельствовать о существовании под обеими ее подзонами древнего фундамента, цирконами из которого и были контаминированы габбровые расплавы, прорывавшие этот фундамент. Мы полагаем, что это же относится и к цирконам возраста 580–550 млн лет, имеющим магматический облик и отвечающим Sm–Nd-датировкам пород ДКГ-серии.

Породы ДКГ- и габбровой серий деформированы и перекристаллизованы. Большая часть преобразований происходила при высокой температуре и, по-видимому, сопровождала внедрение массивов в верхние горизонты коры (Ефимов, 1984).

Породы анатектической **лейкогаббро-анортозит-плагиогранитной** (ЛАП) серии подробно рассмотрены в главе 7, а также в более ранних наших работах (Эвгеосинклинальные…, 1984; Ферштатер и др., 1998). Они образуют крупный Черноисточинский массив в пределах Тагило-Баранчинского габбро-

вого массива и ряд штокверковых и дайковых зон в других массивах (например в Качканарском, Кытлымском). Нижние, корневые, зоны магматической колонны представлены мигматитами области анатектического магмообразования ($P_{общ}$ = 6–7 кбар), а верхние – эруптивными брекчиями и штокверком жил ($P_{общ}$ = 2–3 кбар). Субстратом пород серии являются роговообманковые габбро, а анатектический расплав представлен роговообманковым лейкогаббро или анортозитом при существенно амфиболовом составе рестита. Все разнообразие пород в рамках ЛАП-серии обусловлено фракционной кристаллизацией этого исходного расплава. Частичное плавление роговообманковых габбро происходило в области стабильности роговой обманки при $P_{H_2O} = P_{общ}$ = = 5–6 кбар, t > 900 °С, степень плавления 0.6–0.65. Предполагается, что такие необычные условия (и как следствие бескварцевый состав продуктов анатексиса) реализуются при частичном плавлении горячих габброидов, возможно, в надсубдукционной зоне на начальной стадии субдукции (Ферштатер и др., 1984, 1998, 1999; см. главу 7).

Минеральный состав пород ЛАП-серии весьма прост: сквозными минералами являются лабрадор-андезин, роговая обманка и магнетит. В конечных членах серии – плагиогранитах – к ним добавляются кварц и в редких случаях ортоклаз и биотит. Все изменения в химическом составе пород обусловлены вариациями содержания трех названных главных минералов: реститы сложены преимущественно роговой обманкой; от лейкогаббро, представляющего собой исходный анатектический расплав, к плагиограниту количество роговой обманки снижается от 20–30 до 2–3%, соответственно уменьшается номер плагиоклаза от $An_{40–45}$ до $An_{25–30}$. Петрогенезис пород отвечает анатектической модели: субстрат – это амфиболовое габбро, рестит – горнблендит, анатектический расплав – лейкогаббро, конечный дифференциат – плагиогранит.

Породы **ГДГ**-серии изучены нами в районе горы Ермакова в восточной части ППУ на границе с вулканоплутоническими комплексами Тагильской вулканогенной зоны (см. рис. 1.1). Породы серии в виде полосы шириной 1.5–2 км протягиваются примерно на 20 км от широты пос. Карпушиха почти до пос. Черноисточинск. Они представлены габбро, габбро-норитами, кварцевыми диоритами и биотит-роговообманковыми гранитоидами (табл. 1.4). Обильные жильные породы варьируются по составу от кварцевых сиенитодиоритов до граносиенитов. Породы габбро-диоритовой серии образуют многочисленные небольшие интрузивные залежи и дайки в областях развития вышеописанной габбровой серии. Для них характерен парагенезис клинопироксена (иногда вместе с ортопироксеном) с биотитом, роговой обманкой и ортоклазом, что в общем не свойственно большинству пород Платиноносного пояса. Как и в породах габбровой серии, здесь четко проявлена антидромная тендеция эволюции, которая выражается в резком обеднении жильных пород калием при сходном содержании остальных петрогенных элементов (Эвгеосинклинальные…, 1984). Породы ГДГ-серии заканчивают известково-щелочной магматизм Платиноносного пояса. Цирконовое датирование типичного пироксен-роговообманково-биотитового диорита с вершины горы Ермакова (см. табл. 1.1) показало средний возраст 406±5 млн лет (MSWD = 0.00045), который, несомненно, отвечает времени кристаллизации породы.

Жильные мелкозернистые амфиболовые габбро (МАГ-серия) представлены дайками мощностью от нескольких сантиметров до 2–3 м, локализованными

Таблица 1.4

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в представительных образцах пород габбро-диорит-гранитоидной серии ППУ (1–3) и ауэрбаховской серии Тагильской вулканогенной зоны (4–7)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	er3	er4	er5	ar1312	ar13	ar1258	ar18
SiO_2	52.52	56.68	56.74	51.48	62.88	63.14	76.36
TiO_2	0.94	0.84	0.76	1.04	0.44	0.42	0.05
Al_2O_3	16.30	16.80	19.38	16.56	15.69	15.92	12.30
Fe_2O_3	3.07	1.50	2.44	3.16	2.34	1.66	0.28
FeO	6.97	6.76	5.03	4.36	3.74	4.00	1.05
MnO	0.02	0.02	0.07	0.13	0.10	0.13	0.03
MgO	4.79	2.56	2.05	6.61	1.96	1.83	0.15
CaO	9.16	6.58	4.80	7.20	4.46	4.75	1.00
Na_2O	2.29	2.62	5.69	3.44	3.54	3.80	3.48
K_2O	1.68	2.48	0.66	1.56	3.06	2.80	4.00
P_2O_5	0.13	0.34	0.20	0.29	0.01	0.11	0.01
П.п.п.	1.86	2.04	1.98	4.11	3.33	3.16	0.75
Li	8.62	14.85	Не опр.	13.66	7.88	19.62	0.01
Rb	46.00	69.00	28.00	26.12	89.44	77.49	1.63
Be	0.87	0.82	Не опр.	0.75	0.68	0.64	0.55
Sr	380.0	492.0	561.0	1435.9	528.8	523.7	248.9
Ba	188.0	888.0	166.2	63.6	1184.0	981.6	44.0
Sc	36.76	33.20	Не опр.	38.25	31.51	25.91	14.05
V	321.2	195.2	–“–	265.9	167.8	131.4	108.5
Cr	195.4	19.4	–“–	335.2	31.6	24.9	12.9
Co	35.64	23.46	–“–	39.11	20.88	17.71	10.97
Ni	96.22	67.64	–“–	0.00	0.00	178.53	0.00
Cu	56.24	9.44	–“–	7.23	103.36	98.27	1.67
Zn	47.87	95.36	–“–	154.29	82.69	123.14	47.68
Ga	26.42	30.57	–“–	27.52	33.58	30.46	14.08
Y	31.74	35.82	–“–	28.50	40.88	28.07	22.75
Nb	6.41	7.55	–“–	7.88	6.54	5.54	3.58
Ta	0.84	0.91	–“–	0.80	0.62	0.47	0.01
Zr	113.4	97.2	–“–	124.6	58.3	51.5	76.0
Hf	3.45	2.49	–“–	2.48	1.88	1.67	1.62
Mo	3.24	2.11	–“–	4.48	5.08	5.45	0.99
U	0.88	1.24	–“–	1.09	0.97	1.25	0.12
Th	5.74	6.37	–“–	4.10	6.21	4.55	0.65

Окончание табл. 1.4

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	er3	er4	er5	ar1312	ar13	ar1258	ar18
La	29.11	22.41	Не опр.	32.50	16.58	11.45	7.40
Ce	65.45	59.36	–“–	69.61	37.24	26.18	14.89
Pr	7.76	6.98	–“–	8.24	4.89	3.24	2.11
Nd	36.26	32.42	–“–	34.42	21.75	14.15	10.11
Sm	6.04	5.44	–“–	6.80	5.67	4.13	2.88
Eu	1.89	1.56	–“–	2.01	1.29	1.09	0.73
Gd	6.11	5.99	–“–	5.84	5.41	3.83	3.13
Tb	0.86	0.78	–“–	0.95	1.04	0.66	0.56
Dy	6.41	6.22	–“–	5.45	6.94	4.61	4.00
Ho	0.96	0.82	–“–	1.09	1.49	1.04	0.90
Er	2.85	2.41	–“–	3.08	4.54	3.15	2.58
Tm	0.51	0.43	–“–	0.48	0.72	0.50	0.41
Yb	3.52	3.22	–“–	2.89	4.67	3.39	2.70
Lu	0.64	0.52	–“–	0.53	0.92	0.62	0.50

Примечание. 1 – габбро-диорит; 2 – кварцевый диорит; 3 – жильный кварцевый диорит; 4 – габбро; 5, 6 – кварцевые диориты; 7 – лейкогранит.

в субмеридиональных зонах шириной до 1 км в породах ППУ и во вмещающих амфиболитах. Эти зоны изучены нами на горе Аблей в юго-восточной части Тагило-Баранчинского массива, в западной части этого же массива (район горы Ипатова) и некоторых других местах. Специальное детальное изучение этих важных пород ранее не предпринималось, и их распространение в пределах ППУ точно не установлено. Несмотря на то что породы МАГ-серии жильные, т. е. наиболее молодые в ППУ, они имеют облик амфиболитов, что связано как с водным типом магматизма, при котором первичным является роговообманково-плагиоклазовый парагенезис, так и с подвижками вдоль таких дайковых зон в ходе орогенеза. Ранее они выделялись под названием кытлымитов (Успенский, 1952) или мелкозернистого комплекса (Малахов, Малахова, 1970).

Более молодой возраст мелкозернистых габбро-амфиболитов, по сравнению с другими породами Платиноносного пояса, вначале был зафиксирован А.А. Ефимовым и Л.П. Ефимовой (1967), а затем подтвержден И.В. Семеновым с соавторами (1978), которые сопоставили их с параллельными диабазовыми дайками океанических спрединговых зон. Позднее, в 1980-х годах, нами на горе Аблей в юго-восточной части крупного Тагило-Баранчинского массива и в районе гор Белой и Ипатова, в западном экзоконтакте того же массива, были выявлены многочисленные дайки мелкозернистых габбро-амфиолитов, действительно сходные с параллельными диабазовыми дайками офиолитов.

Цирконовый возраст мигматизированных мелкозернистых амфиболовых габбро определен из обнажения в пос. Белогорский на западном склоне горы Белой. Цирконы представлены зональными зернами, однородными по составу, и имеют магматический облик, их возраст – 350 млн лет (рис. 1.10). Около 20%

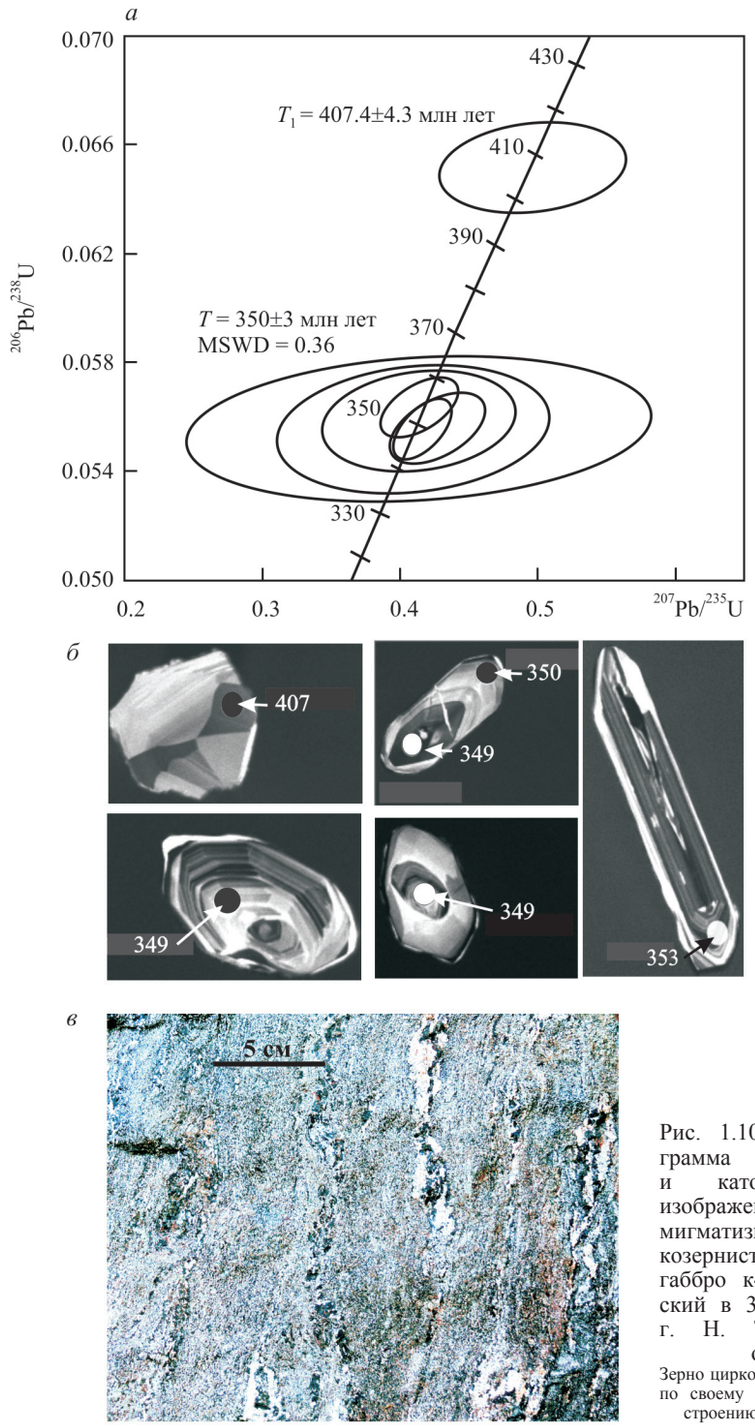


Рис. 1.10. Возрастная диаграмма с конкордией (*а*) и катодолюминесцентные изображения цирконов из мигматизированного мелкозернистого амфиболового габбро к419 (пос. Белогорский в 30 км юго-западнее г. Н. Тагил) (*б*), фото образца (*в*).

Зерно циркона возрастом 407 млн лет по своему габитусу и внутреннему строению, вероятно, реликтовое от всех цирконовых зерен – это обломки незональных кристаллов с практически конкордантным возрастом 407 млн лет, которые, по-видимому, являются реликтовыми.

Морфологические особенности цирконов мигматизированного габбро с возрастом его разноурановых зон 350 млн лет свидетельствуют о первично-магматической природе минерала, не связанной с мигматизицией. Можно полагать, что возраст таких цирконов отвечает времени кристаллизации из магматического базитового расплава. Если это так, то существовал большой разрыв во времени (около 100 млн лет) между формированием пород габбровой и МАГ-серий. Последние представляют собой низкобарическую котектику (см. рис. 1.8) и по химическому составу соответствуют океаническим базальтам (табл. 1.5), резко отличаясь от остальных пород Платиноносного пояса, с которыми их объединяет только сонахождение в единой рифтогенной структуре. Геодинамические условия формирования МАГ-серии не вполне ясны. Поскольку серия представлена в основном жильными породами, то можно предположить ее связь с зоной задугового спрединга, дренировавшей деплетированный мантийный клин.

Габброиды МАГ-серии интенсивно перекристаллизованы и сейчас представлены амфиболитоподобными породами. Лишь местами в них сохранились реликты первичной порфировой структуры. Вкрапленники – это зональный плагиоклаз, о чем можно судить по распределению продуктов его преобразований (существенно клиноцоизитовое ядро и соссюритовая периферия), и зональная идиоморфная роговая обманка.

Таким образом, современные методы цирконовой геохронологии позволяют выделить следующие основные этапы формирования Платиноносного

Таблица 1.5

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в породах серии мелкозернистых амфиболовых габбро (1–6) и продукте их анатексиса (7)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	тг553	тг554	тг581	тг582	тг583	тг601	тг602
SiO_2	49.54	50.54	50.34	50.25	49.88	49.54	57.80
TiO_2	1.47	1.53	1.36	1.44	0.87	0.76	0.13
Al_2O_3	13.25	12.77	15.18	15.68	17.18	18.49	23.74
Fe_2O_3	3.71	3.10	2.98	Не **опр.**	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	6.48	7.56	7.21	9.11	8.75	7.75	1.80
MnO	0.17	0.17	0.16	0.17	0.15	0.14	0.04
MgO	7.16	7.31	6.97	6.84	6.57	5.85	1.06
CaO	11.26	11.36	11.12	11.19	11.06	10.87	6.30
Na_2O	1.98	1.92	1.99	2.15	2.01	2.5	6.0
K_2O	0.04	0.03	0.05	0.07	0.08	0.11	0.75
P_2O_5	0.17	0.14	0.15	0.13	0.14	0.11	0.04
Li	3.20	4.82	3.93	2.62	1.43	7.89	2.79
Rb	0.21	0.71	1.19	0.45	1.02	1.97	7.07

Окончание табл. 1.5

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	тг553	тг554	тг581	тг582	тг583	тг601	тг602
Cs	0.01	0.01	0.05	0.02	0.02	0.06	0.20
Be	0.40	0.41	0.68	0.51	0.90	0.44	0.88
Sr	177.14	174.00	233.30	158.76	296.79	393.6	824.8
Ba	42.36	20.04	26.04	17.74	22.10	93.0	275.7
Sc	36.63	46.81	34.92	42.86	36.99	24.81	7.20
V	256.00	279.91	216.25	242.52	301.91	219.03	55.87
Cr	227.22	212.71	226.75	440.93	54.93	285.41	35.96
Co	38.41	43.51	40.18	39.51	38.71	27.35	8.44
Ni	69.90	60.21	84.78	106.30	34.83	60.34	19.08
Cu	110.20	152.04	112.31	40.75	46.30	36.64	29.37
Zn	76.84	99.03	111.16	70.29	49.21	82.56	30.07
Ga	17.19	17.24	14.90	14.86	17.79	14.93	16.80
Y	33.44	35.96	27.19	25.46	36.32	19.71	5.05
Nb	1.81	1.20	1.20	0.77	2.76	2.28	2.03
Ta	0.44	0.47	0.17	0.10	0.23	0.15	0.10
Zr	20.00	18.83	20.83	16.02	26.20	20.73	15.88
Hf	1.03	1.12	0.84	0.74	0.99	0.80	0.35
Mo	0.18	0.14	0.06	0.09	0.06	0.24	0.18
Sn	0.01	0.01	3.29	2.53	2.58	0.96	0.92
Tl	0.09	0.14	0.10	0.60	0.16	0.45	0.20
Pb	3.33	4.15	6.01	3.11	2.60	2.06	3.63
U	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.09	0.26
Th	0.01	0.01	0.06	0.06	0.07	0.22	0.37
La	3.24	2.73	2.92	1.94	4.05	2.93	2.63
Ce	11.65	11.06	9.62	6.42	13.85	9.78	5.90
Pr	2.06	2.11	1.73	1.19	2.55	1.59	0.72
Nd	11.68	13.32	8.49	6.28	12.81	8.49	3.18
Sm	3.88	4.34	2.72	2.26	3.93	2.61	0.78
Eu	1.39	1.51	1.17	1.04	1.51	1.02	0.32
Gd	5.92	6.39	3.36	2.75	4.62	3.15	0.83
Tb	0.98	1.08	0.61	0.54	0.80	0.53	0.14
Dy	6.71	7.31	4.43	4.06	6.00	3.62	0.93
Ho	1.38	1.49	0.98	0.93	1.30	0.73	0.19
Er	4.22	4.54	2.66	2.59	3.62	2.07	0.55
Tm	0.54	0.59	0.41	0.39	0.54	0.30	0.08
Yb	3.85	3.91	2.55	2.46	3.35	1.90	0.51
Lu	0.51	0.53	0.34	0.34	0.46	0.27	0.08

Примечание. 1, 2 – гора Ипатова; 3–5 – восточный берег р. Чауж, в 5 км южнее горы Ипатова; 6, 7 – район пос. Белогорья (в 1 км южнее горы Соловьева).

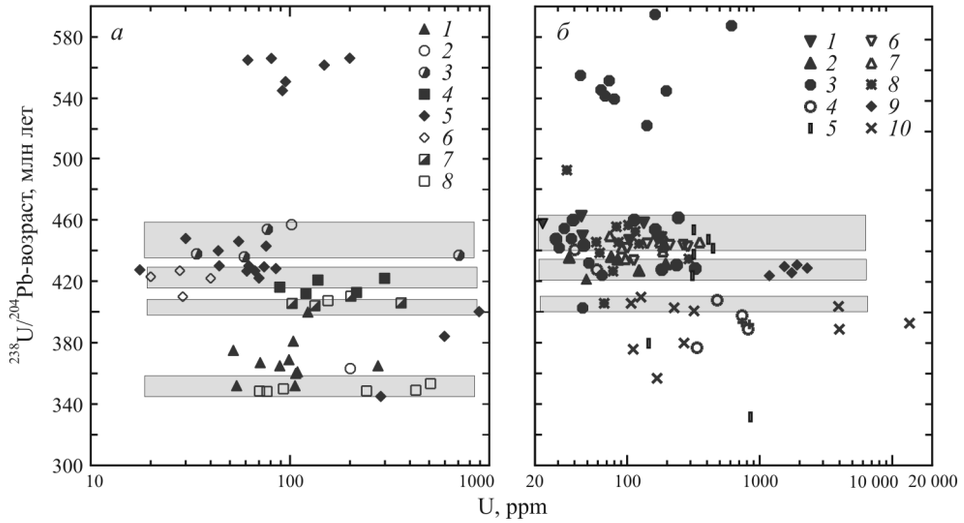


Рис. 1.11. Диаграммы возраст – содержание U для цирконов из пород Платиноносного пояса Урала (*а*) и Тагильской вулканогенной зоны (*б*).

а: *1* – дунит кт355 Кытлымского массива; *2–4* – габбро к411 и к521 и габбродиорит к534 Тагило-Баранчинского массива соответственно; *5* и *6* – габбро к513 и анортозит к501 Черноисточинского массива соответственно; *7* – диорит к413, гора Ермакова; *8* – габбро-амфиболит к419, пос. Белогорский;

б: *1* и *2* – плагиориолит к522 и плагиогранит к601 соответственно, пос. Левиха; *3–5* – габбро к528, к532, диорит к1818 Волковского массива соответственно; *6* и *7* – кварцевый диорит к408 и гранит к407 Тагильского габбро-гранитоидного массива соответственно; *8* – сиенит к1821 Тагильского массива; *9* – нефелиновый сиенит к304 Кушвинского массива; *10* – кварцевый диорит к186 Ауэрбаховского массива

пояса Урала: 460–430 млн лет – возможный возраст ДКГ-серии, а также маловодных проявлений базитового магматизма, представленных преимущественно габбро-норитами габбровой серии, 430–420 млн лет – водный базитовый магматизм – роговообманковые габбро и горнблендиты габбровой серии и продукты их анатексиса (роговообманковые лейкодиориты, анортозиты и плагиограниты ЛАП-серии); 405–400 млн лет – габброиды и диориты габбро-диорит-гранитоидной серии; 350 млн лет – жильные габбро-амфиболиты. Наиболее точные определения, полученные на ионных зондах, приведены на рис. 1.11, на котором наглядно видно фактическое изотопное обоснование названных рубежей.

Сравнительная петрология и геохимия

Основные особенности геохимии пород ППУ изображены на прилагаемых диаграммах (рис. 1.12–1.16) и таблицах (см. табл. 1.2–1.6).

Обращает на себя внимание повышенное значение отношения Y/Yb (см. рис. 1.12), отличающее ультрамафиты и габброиды ДКГ-серии от всех других пород ППУ, что может свидетельствовать о различиях в составе магматических источников пород: верлитового для ДКГ-серии и пиролитового для габбровой, ГДГ- и МАГ-серий.

Наиболее низкое содержание РЗЭ отмечается в дунитах; верлиты и оливиновые клинопироксениты характеризуются сходными трендами и пример-

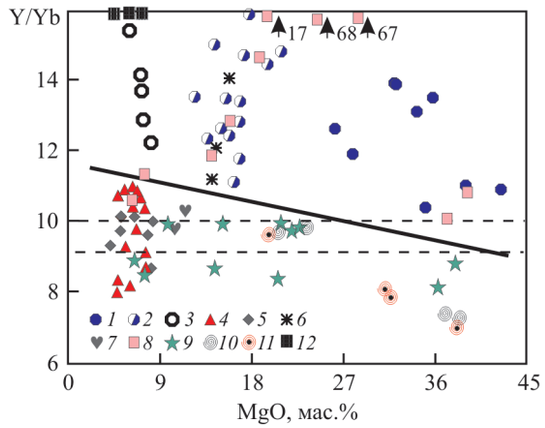


Рис. 1.12. Диаграмма Y/Yb–MgO для пород разных мафит-ультрамафитовых серий Урала.

1–7 – ППУ; *ДКГ-серия*: *1* – дуниты и верлиты, *2* – клинопироксениты, *3* – анортитовые габбро; *габбровая серия*: *4* – габбро-нориты, *5* – амфиболовые габбро; *6* – горнблендиты; *7* – горнблендиты габбровой серии; породы расслоенных интрузивов Хабарнинского аллохтона: *8* – Восточно-Хабарнинского, *9* – Кирпичнинского; *10* – офиолиты; *11* – породы Миндякского и Нуралинского массивов; *12* – карбонатиты ильменогорского комплекса. Полужирная линия разделяет поля состава пород ДКГ-серии и всех других серий. Штриховыми линиями ограничено поле состава коры и первичной мантии (Богатиков и др., 1987)

но одинаковым диапазоном концентраций РЗЭ (см. рис. 1.13). Наибольшим содержанием легких РЗЭ отличаются тылаиты. По сравнению с габброидами габбровой группы ДКГ-габброиды характеризуются более низким содержанием РЗЭ. Габбро-нориты и амфиболовые габбро имеют сходные тренды распределения РЗЭ. В габброидах МАГ-серии отношение La_N/Yb_N меньше 1 и тренд становится сходным с таковым для океанических толеитов (см. рис. 1.14).

Амфиболовые габброиды представляют собой водные аналоги габбро-норитов. Геохимические особенности маловодных (габбро-нориты) и водных (амфиболовые) габброидов сходны (см. рис. 1.14, *а*), что является важным подтверждением общности их магматического источника.

Жильные разновидности амфиболовых габбро несколько отличаются по составу от вмещающих габброидов. Если последние представляют собой типичные известково-щелочные разности, близкие к высокоглиноземистым базальтам, то жильные габброиды приближаются по составу к толеитам: в них возрастают содержание TiO_2, железистость, выполаживаются тренды распределения РЗЭ, приближаясь к таковым для МАГ-серии (см. табл. 1.3, 1.5, рис. 1.14, *б*).

Габброиды разных серий характеризуются ясными различиями в содержании некоторых редких элементов (см. рис. 1.15, 1.16). Максимальным содержанием когерентных элементов (например Co) и минимальным некогерентных литофильных отличаются анортитовые габбро ДКГ-серии. Содержание таких высокозарядных литофильных элементов, как **Y и Zr, нарастает в ряду** последовательно формирующихся групп габбро: от ДКГ- к МАГ-серии. Менее четко эта тенденция выражена для ниобия. Соответственно, как отмечалось, изменяется отношение **La/Yb, которое уменьшается от ДКГ-габбро к МАГ-**серии. В обобщенном виде эволюция РЗЭ состава габброидов ППУ показана на рис. 1.17. Подобное изменение трендов распределения РЗЭ в возрастном ряду габброидов наряду с другими особенностями состава (увеличением содержания **Y, Zr, уменьшением Sr (см. рис. 1.15, 1.16)) характерно при смене** известково-щелочных барофильных серий толеитовыми барофобными (Ферштатер, 1987) и, по-видимому, связано с формированием рассматриваемого

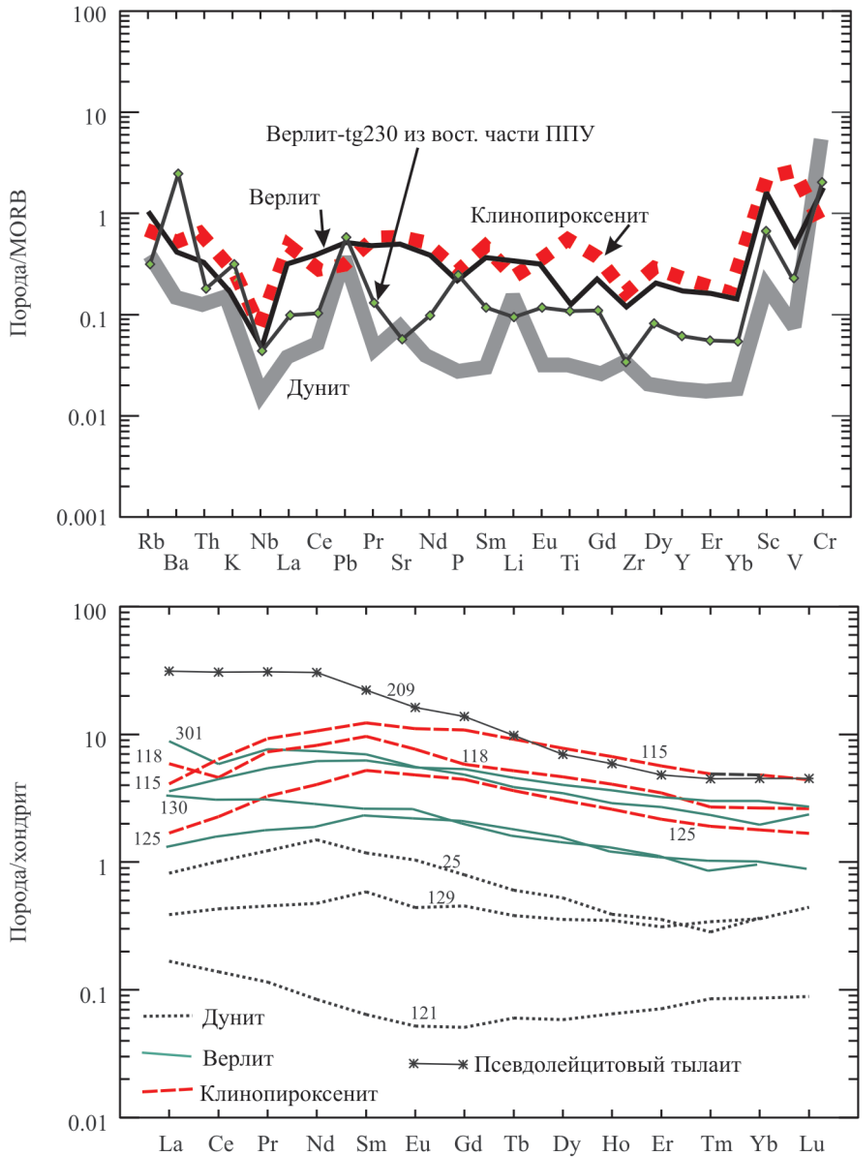


Рис. 1.13. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах ДКГ-серии.
Состав пород см. в табл. 1.2

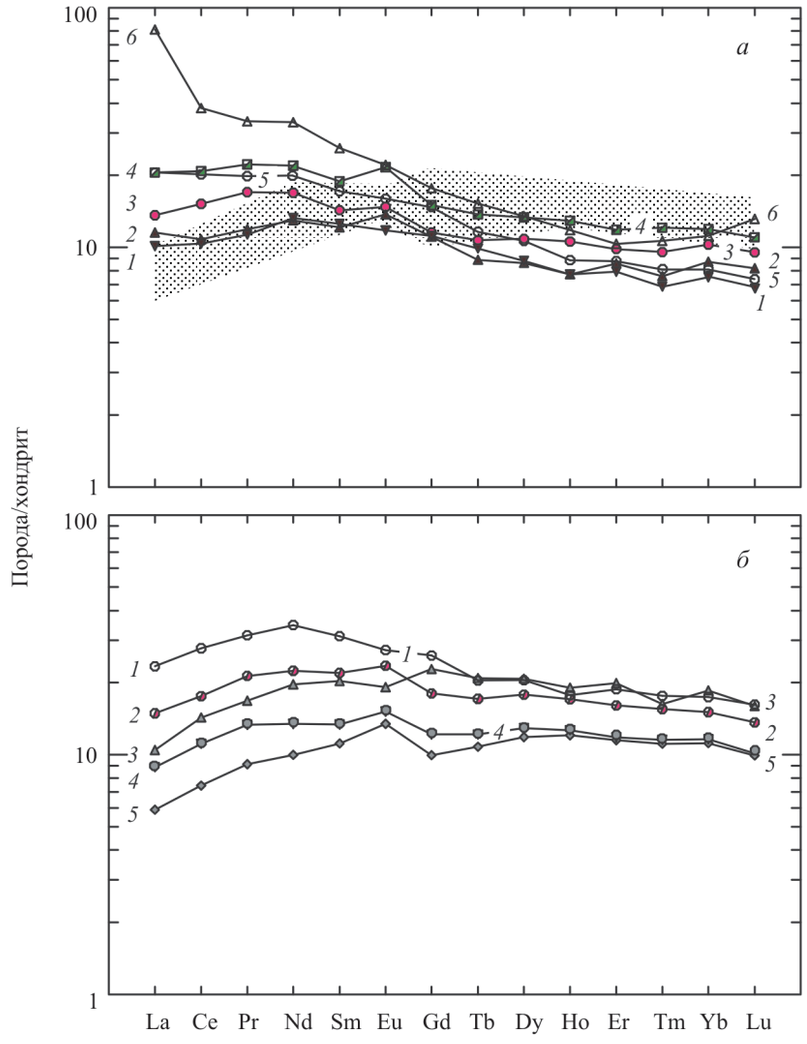


Рис. 1.14. Распределение РЗЭ в породах габбровой серии (*а*) и жильных габброидах габбровой и МАГ-серий (*б*).

а: *1* и *2* – габбро-нориты Валенторского массива, кт88 и кт87 соответственно; *3* – пироксен-амфиболовое габбро, Тагило-Баранчинский массив, район пос. Черноисточинска, **tg571**; *4* и *5* – амфиболовое габбро, Тагило-Баранчинский массив, район пос. Черноисточинска, **tg564 и tg46 соответственно**; *6* – Кумбинский массив, **km21**. Затемнено поле составов габбро МАГ-серии;

б: *1* и *2* – жильные габбро габбровой серии, Тагило-Баранчинский массив, район пос. Черноисточинска, **tg48** и **tg577 соответственно**; *3–5* – жильные мелкозернистые габбро МАГ-серии, гора Ипатова, **tg553**, **tg581**, **tg582** соответственно. Состав пород, за исключением выделенных курсивом, см. в табл. 1.2–1.4

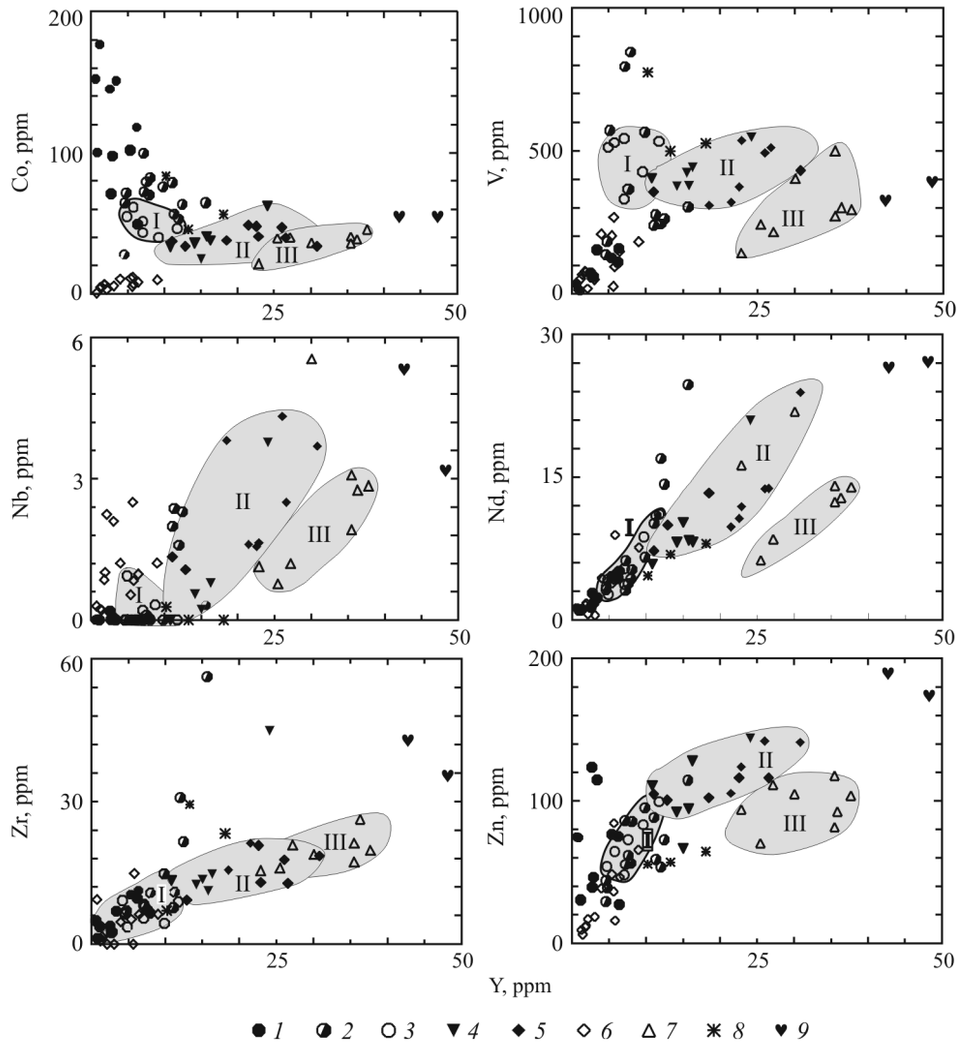


Рис. 1.15. Диаграммы **Y–Co, Y–V, Y–Nb, Y–Nd, Y–Zr, Y–Zn для пород ППУ.**

1–3 – ДКГ-серия: *1* – дуниты и верлиты, *2* – клинопироксениты, *3* – анортитовые габбро; *4*, *5* – габбровая серия: *4* – габбро-нориты, *5* – амфиболовые габбро; *6* – породы ЛАП-серии; *7* – породы МАГ-серии; *8* и *9* – горнблендиты ДКГ- и ЛАП-серий соответственно. Заштрихованы поля составов габброидов серий ДКГ (**I**), **габбровой (II) и МАГ (III)**

ряда пород в условиях растяжения, вероятно, при задуговом спрединге (см. главу 11).

Обращает на себя внимание тот факт, что существенно роговообманковые породы (горнблендиты), ассоциированные с амфиболовыми анортитовыми габбро ДКГ-серии и амфиболовыми габбро габбровой и ЛАП-серий, резко различаются по содержанию редких элементов, тяготея к полям составов соответствующих габбро (см. рис. 1.15, 1.16, табл. 1.6). То же самое можно сказать

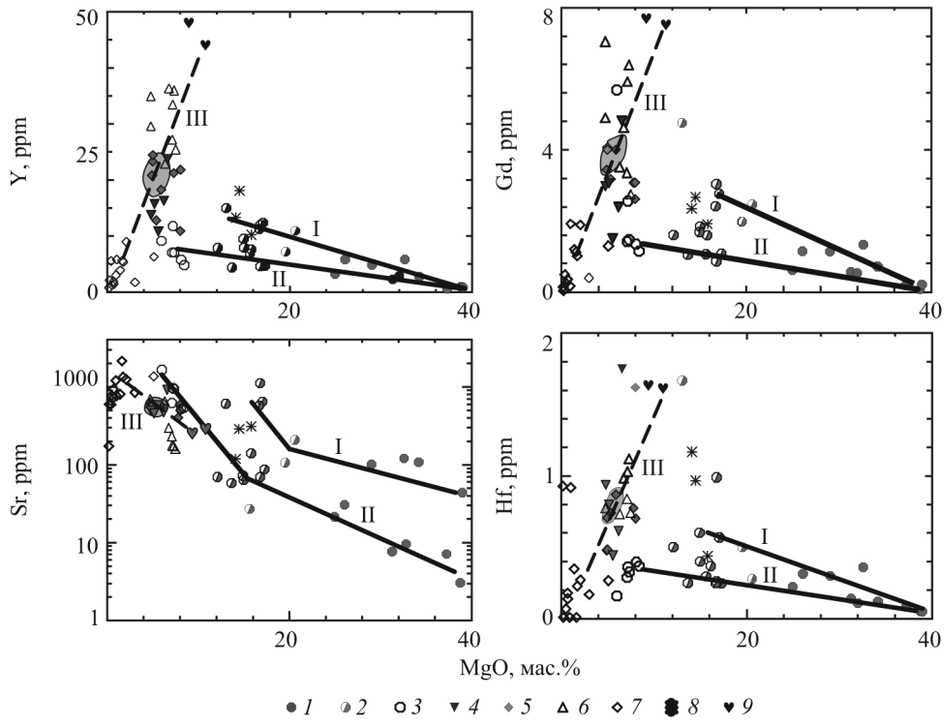


Рис. 1.16. Диаграмма MgO–Y, MgO–Gd, MgO–Sr, MgO–Hf для пород ППУ.
1–9 – см. рис. 1.15; I и II – линии дифференциации пород ДКГ-серии в западной и восточной частях ППУ соответственно, III – линия, соединяющая составы анатектического анортозитового расплава и горнблендитового рестита при формировании ЛАП-серии. Затемнено поле составов роговообманковых габброидов, служивших субстратом ЛАП-серии

о трендах распределения РЗЭ в тех и других горнблендитах: содержание РЗЭ в ДКГ-горнблендитах в 2–3 раза ниже, а отношение La_N/Yb_N несколько выше, чем в горнблендитах, ассоциированных с амфиболовыми габбро габбровой серии; в первых ясно выражена отрицательная Ce-аномалия (рис. 1.18). Эти данные противоречат распространенному среди уральских петрологов представлению об апопироксенитовой природе горнблендитов как единственной версии их генезиса и свидетельствуют о полигенности пород (Готтман, Пушкарев, 2009). В составе ДКГ-серии большая часть горнблендитов представляют собой завершающие этапы эволюции серии в участках, богатых флюидами (Ферштатер, 1987; Петрология…, 1991). Геологические соотношения горнблендитов с амфиболовыми габбро указывают на то, что в одних случаях они образуют шлиры или крупные тела среди габброидов, представляя собой продукты сегрегации роговой обманки в ходе фракционной кристаллизации габброидов, а в других – образуют жилы в габбро и пироксенитах, будучи близки по природе к пегматитам, завершающим эволюцию гранитоидных серий. В рамках габбровой серии большая часть горнблендитов представляют собой реститы, тугоплавкие остатки от частичного плавления амфиболовых габбро,

Таблица 1.6

Содержание (г/т) редких элементов в горнблендитах ДКГ-(1–3) и ЛАП-(4, 5)серий

Компонент	1	2	3	4	5	Компонент	1	2	3	4	5
	kk13	tg297a	tg297b	tg567	tg569		kk13	tg297a	tg297b	tg567	tg569
Li	0.24	5.51	3.91	2.18	2.1	Sn	0.68	1.64	1.62	3.28	3.04
Rb	1.87	0	0	0.38	1.13	Tl	0	0.2	0.8	1.3	0
Be	0.07	0.31	0.3	0.71	0.68	Pb	1.03	1.87	2.07	4.14	2.12
Sr	310.6	288.6	118.8	165.6	215.2	U	0.02	0.02	0.06	0.06	0.02
Ba	77.1	206.8	69.1	47.5	70.8	Th	0.02	1.53	1.66	0.13	0.07
Sc	116.63	75.65	72.86	49.76	65.71	La	0.89	2.93	2.88	6.7	6.54
V	774.8	526.9	499.0	326.1	390.2	Ce	3.38	6.77	6.34	27.47	27.9
Cr	2.6	148.8	185.9	728.6	137.7	Pr	0.83	1.42	1.3	5.42	5.51
Co	83.39	56.43	45.52	56.35	54.37	Nd	4.64	8.01	6.87	27.08	27.04
Ni	58.66	54.72	57.03	260.02	85.15	Sm	1.69	2.76	2.33	7.26	7.31
Cu	11.51	16.77	18.19	189.6	79.57	Eu	0.71	0.93	0.71	2.56	2.47
Zn	55.58	64.48	56.81	195.39	171.34	Gd	1.92	2.67	2.36	7.29	7.44
Ga	16.41	15.37	14.98	19.27	19.56	Tb	0.3	0.43	0.35	1.13	1.16
Y	10.25	18.1	13.3	42.57	47.17	Dy	1.85	3.24	2.43	7.51	8.05
Nb	0.28	0	0	5.4	3.24	Ho	0.41	0.7	0.53	1.57	1.72
Ta	0.02	0	0	0.69	0.18	Er	0.96	1.8	1.45	4.34	4.81
Zr	7.07	23.3	29.39	42.47	34.43	Tm	0.12	0.27	0.2	0.64	0.75
Hf	0.44	0.97	1.17	1.56	1.5	Yb	0.73	1.5	1.19	4.06	4.84
Mo	0	0.13	0.16	0.17	0.01	Lu	0.1	0.22	0.19	0.56	0.68

Примечание. 1 – шлир среди амфиболовых габбро, г. Качканар, 2, 3 – брекчиевидная жила в верлитах, Вересовый бор: 2 – обломки, 3 – цемент; 4, 5 – обособления в мигматитовой зоне Черноисточинского массива.

продуктом которого является ЛАП-серия. Фракционирование при частичном плавлении во многих случаях резко отлично от фракционирования при кристаллизационной дифференциации (ср. линию III с линиями I и II на рис. 1.16), что позволяет использовать геохимические критерии для различия этих процессов в ППУ.

Породы ДКГ-серии на вариационных диаграммах (см. рис. 1.16) для большинства элементов обнаруживают два тренда. Тренд I образован преимущественно породами, развитыми в западной части ППУ, второй – породами из восточной части пояса. Оба тренда в первом приближении отвечают модели оливинового и оливин-клинопироксенового фракционирования и обусловлены разным составом субстрата, который в первом случае представлен, по-видимому, верлитами, а во втором – близок к пиролиту.

Породы ДКГ-серии, производные от верлитового субстрата, обнаруживают латеральную геохимическую зональность. С запада на восток одноименные породы этой серии в пределах северо-западного мегаблока обедняются большинством некогерентных элементов. Такими сквозными породами, раз-

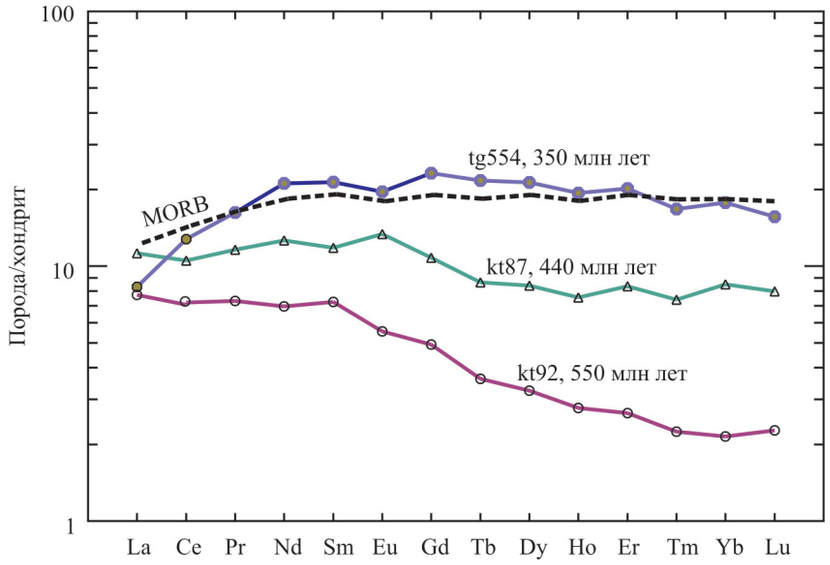


Рис. 1.17. Эволюция РЗЭ в возрастном ряду габброидов ППУ

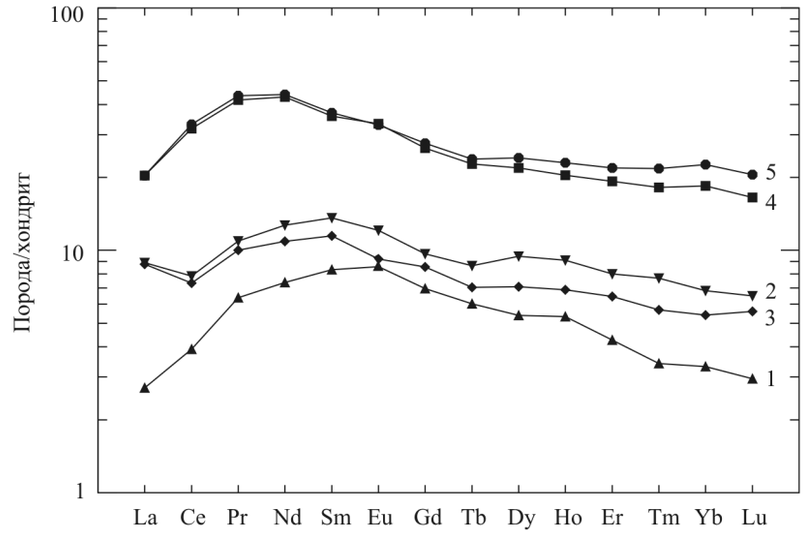


Рис. 1.18. Распределение РЗЭ в горнблендитах ДКГ-(1–3) и ЛАП-(4, 5)серий.
Номера проб те же, что в табл. 1.6

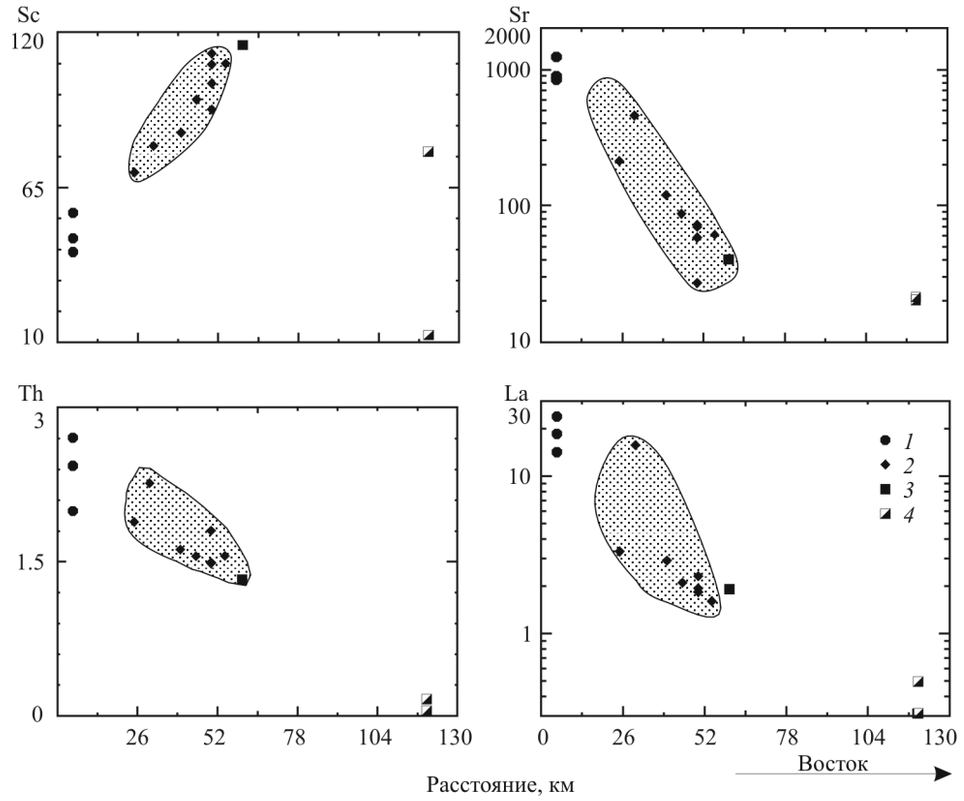


Рис. 1.19. Изменение концентраций **Sc, Sr, Th и La в клинопироксенитах из массивов дунит-клинопироксенит-габбровой серии** в широтном сечении Среднего Урала.
1 – Суроямский массив; *2* – Платиноносный пояс; *3* – Уктусский массив; *4* – Давыдовский массив. Заштриховано поле состава клинопироксенитов из массивов ППУ. Расстояние указано на восток от меридиана, проведенного в 5 км западнее Суроямского массива

витыми во всех ДКГ-массивах, являются клинопироксениты, и изменение содержаний некоторых элементов в них в широтном сечении ППУ показано в виде полей на рис. 1.19. Важно отметить, что геохимическая зональность ППУ – это часть общеуральской зональности пород дунит-клинопироксенит-габбровой серии (Ферштатер, Беа, 1996). Западнее зоны развития ППУ располагается Суроямский пироксенит-габбровый массив с магнетитовым и апатитовым оруденением, а восточнее этой зоны – Уктусский и Давыдовский массивы (Пушкарев, 1991; Смирнов, 1993). В первом из них известны биотит- и нефелинсодержащие пироксениты, богатые биотитом и калишпатом габброиды, все породы содержат максимальное количество редких элементов, а в Давыдовском, самом восточном из массивов, пироксениты и габброиды обеднены этими элементами и по ряду параметров близки к офиолитовым.

Важную петрогенетическую информацию несут элементы платиновой группы (ЭПГ). Проведенные ранее исследования геохимии ЭПГ и минерало-

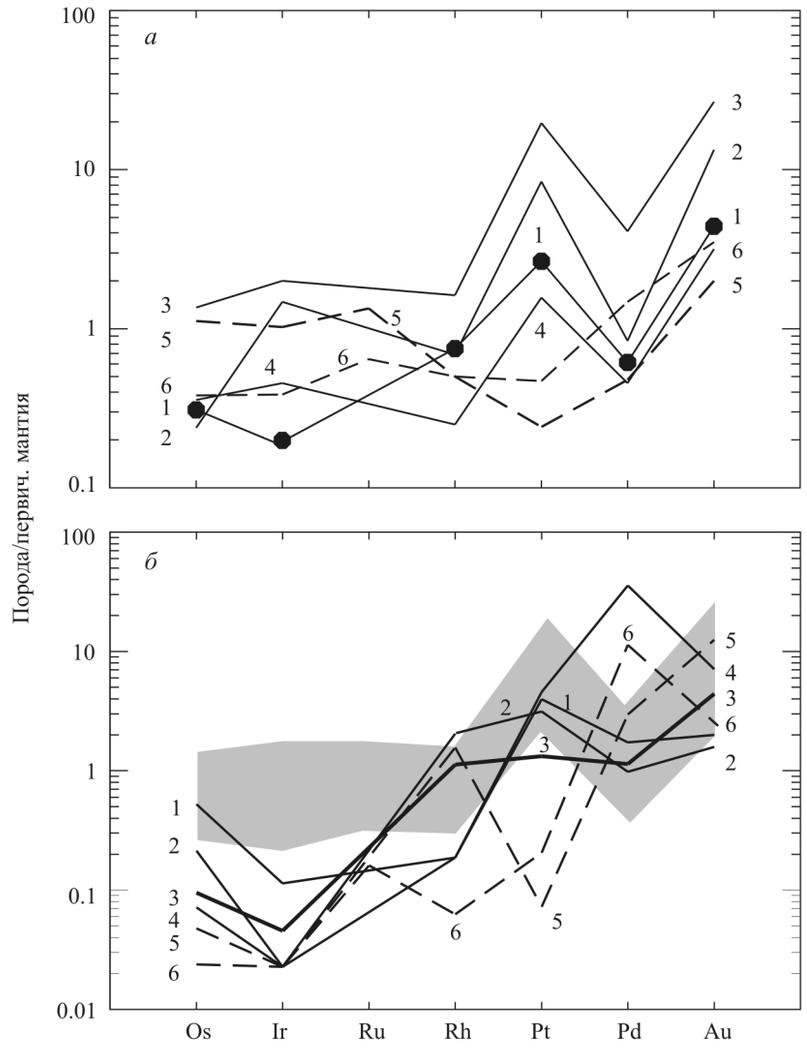


Рис. 1.20. Распределение ЭПГ в дунитах (*а*) и верлитах, клинопироксенитах, тылаитах и габбро (*б*) ДКГ-серии.

а: ДКГ-серия: 1 – **sl25, гора Соловьева; 2–4 – uk4, uk3, uk2 соответственно, Уктусский массив, расположенный** на южной окраине г. Екатеринбурга; 5 и 6 – дуниты офиолитовой ассоциации Кемпирсайского и Ключевского массивов соответственно (приведены для сравнения);

б: 1 и 2 – верлит **sl24 и оливиновый клинопироксенит sl22 соответственно, гора Соловьева; 3 – тылаит** sl23, **гора Соловьева; 4 – амфиболсодержащий пироксенит kk12, Качканарский массив; 5 – оливиновое** габбро **kk14, Качканарский массив; 6 – горнблендит pv11, Первоуральский карьер, расположенный в** 40 км западнее г. Екатеринбурга. Заштриховано поле составов дунитов ДКГ-серии.

Данные нормализованы по примитивной астеносфере, содержание ЭПГ в которой составляет 0.00815 от хондрита C1 (**Naldrett, 1981**). **Анализы пород – см.: Garuti et al., 1997**

гии платиноидов посвящены в основном промышленной хром-платиноидной минерализации в дунитах и связанных с ними россыпей (Фоминых, Хвостова, 1970; Волченко и др., 1995). Первые данные по геохимии обычных пород (Garuti et al., 1997) подтвердили яркую специфику геохимии платиноидов в породах ДКГ-серии (рис. 1.20). Все они характеризуются положительным наклоном нормированного тренда распределения ЭПГ. Дуниты и верлиты в отличие от офиолитовых дунитов несколько обогащены платиноидами и имеют не отрицательную, а четкую положительную платиновую аномалию (см. рис. 1.20, *а*). Распределение ЭПГ в них сходно с таковым в ультрамафитах из Феклистовского массива и дунит-клинопироксенитовых интрузий Алданского щита (Малич, 1990, 1995). В оливиновых клинопироксенитах значение **Pt-аномалии** уменьшается, в тылаитах (представляющих предполагаемый исходный расплав ДКГ-серии) ее нет, в габброидах и горнблендитах она имеет отрицательное значение (см. рис. 1.20, *б*). Можно предположить, что положительная **Pt-аномалия в дунитах и верлитах обусловлена кумулятивной природой** этих пород, а именно преимущественной кристаллизацией платины на начальных стадиях эволюции в условиях повышенного кислородного потенциала и недостатка серы (**Garuti et al., 1997**). **В этом случае из расплава, изначально** лишенного **Pt-аномалии (тренд 3 на рис. 1.20,** *б*), обособляются селективно обогащенные платиной кумуляты (дуниты и верлиты) и остаточный расплав (габброиды), обедненный этим элементом. В рамках геохимии ЭПГ-индикатором фракционной дифференциации служит отношение **Pd/Ir, возрастающее в** ходе эволюции от 1, каковым оно является в мантийном источнике, до 1000 и более в габброидных дифференциатах (см. рис. 1.20). В ДКГ-серии параллельно с ростом значения отношения **Pd/Ir уменьшается величина Pt-аномалии, что** может служить дополнительным подтверждением реальности изложенной модели. Мантийные тектониты офиолитов и орогенных лерцолитовых комплексов – реститы, образованные в ходе частичного плавления, – характеризуются отрицательной **Pt-аномалией, величина которой не уменьшается, а растет в** ходе эволюции (рис. 1.21).

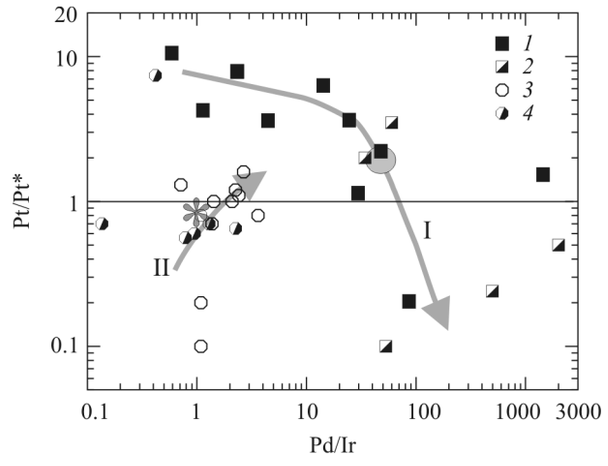


Рис. 1.21. Диаграмма зависимости величины платиновой аномалии (**Pt/Pt*) от величины отношения Pd/Ir.**

1, *2* – ДКГ-серия: *1* – дуниты, верлиты, *2* – пироксениты, тылаиты и габбро; *3* и *4* – дуниты и гарцбургиты из ассоциации орогенных лерцолитов и офиолитовой ассоциации соответственно. Линиями со стрелками показаны тренды фракционирования ДКГ-серии (**I**) **и частичного** плавления (**II**). **Заштрихованный кружок** – состав тылаита, представляющего предполагаемый исходный расплав ДКГ-серии.

$Pt/Pt^* = Pt_N/SQR\ Rh_N \cdot Pd_N$

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ТАГИЛЬСКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ЗОНЫ

Породы являются комагматами соответствующих вулканитов (Малахова, Чурилин, 1972) и образуют вулканоплутонические ассоциации единого цикла базальтоидного магматизма (Штейнберг, 1970), который включает в себя триаду: недифференцированные базальты – контрастная базальт-риолитовая серия – непрерывно дифференцированная базальт-андезит-риолитовая серия. Детальное описание вулканитов можно найти в работе Ю.С. Каретина (2000), интрузивных комагматов – в монографии «Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии» (1984).

Цирконовый возраст плагиориолита к522 района Левихинского колчеданного месторождения составляет 446±6 млн лет, что отвечает, по современной шкале, верхнему ордовику. Это по существу первое изотопное определение возраста пород рудоносной толщи. Точно такой же цирконовый возраст имеют гранитоиды к407, к408 и сиениты к1821 Тагильского массива (см. рис. 1.2), с которыми связаны знаменитые скарново-магнетитовые месторождения. Поздние дифференциаты гранитоидов представлены левихинским плагиогранитом к601 (возраст 432±5 млн лет), а сиенитоидов – нефелиновым сиенитом к304 Кушвинского массива (возраст 428±3 млн лет). Интервал 446–428 млн лет (поздний ордовик – ранний силур) определяет возрастные рамки габбро-гранитоидного и габбро-сиенитоидного магматизма и комагматичного ему вулканизма, а также колчеданного и скарново-магнетитового оруденения Тагильской зоны. В этот же возрастной интервал укладывается формирование существенно габброидного Волковского массива, с которым связано промышленное медно-ванадиевое оруденение. Волковские габбро имеют такой же цирконовый возраст, как гранитоиды и сиениты Тагильской зоны (около 440 млн лет), а их кремнекислые дифференциаты (кварцевые диориты и сиенодиориты) 435±10 млн лет (см. рис. 1.2). Важно отметить, что как и габброиды Платиноносного пояса, волковские габбро содержат более древние зерна циркона ($T_1 > 1500$ и $T_2 = 620–550$ млн лет), что свойственно всем базитам Тагильской мегазоны и свидетельствует о наличии докембрийского фундамента, из которого эти цирконы, по-видимому, заимствованы.

Еще одна общая и существенная деталь в цирконовой геохронологии Платиноносного пояса и Тагильской вулканогенной зоны заключается в том, что производные от габброидов породы (анатектические роговообманковые анортозиты и плагиограниты Платиноносного пояса и гранитоиды и сиенитоиды Тагильской зоны) не содержат древних цирконов, что, на наш взгляд, является убедительным доказательством обособления исходного для них расплава выше области генерации габбрового расплава и выше фундамента, из которого габбровым расплавом были заимствованы цирконы допалеозойского возраста.

Геохимическое сравнение габброидов Волковского массива и Платиноносного пояса свидетельствует о таких общих геохимических особенностях обоих пород, как отрицательные аномалии на спайдерграмме Nb, Li, Zr, низкое содержание Cr (более чем на порядок ниже по сравнению с MORB), высокое содержание Sr, Sc, V (рис. 1.22), хотя первые и обогащены большинством редких элементов. Эти данные, наряду с одинаковым изотопным возрастом, свидетельствуют о несомненном родстве пород Платиноносного пояса и Тагильской вулканогенной зоны, которое, кстати, подтверждается и пространственным

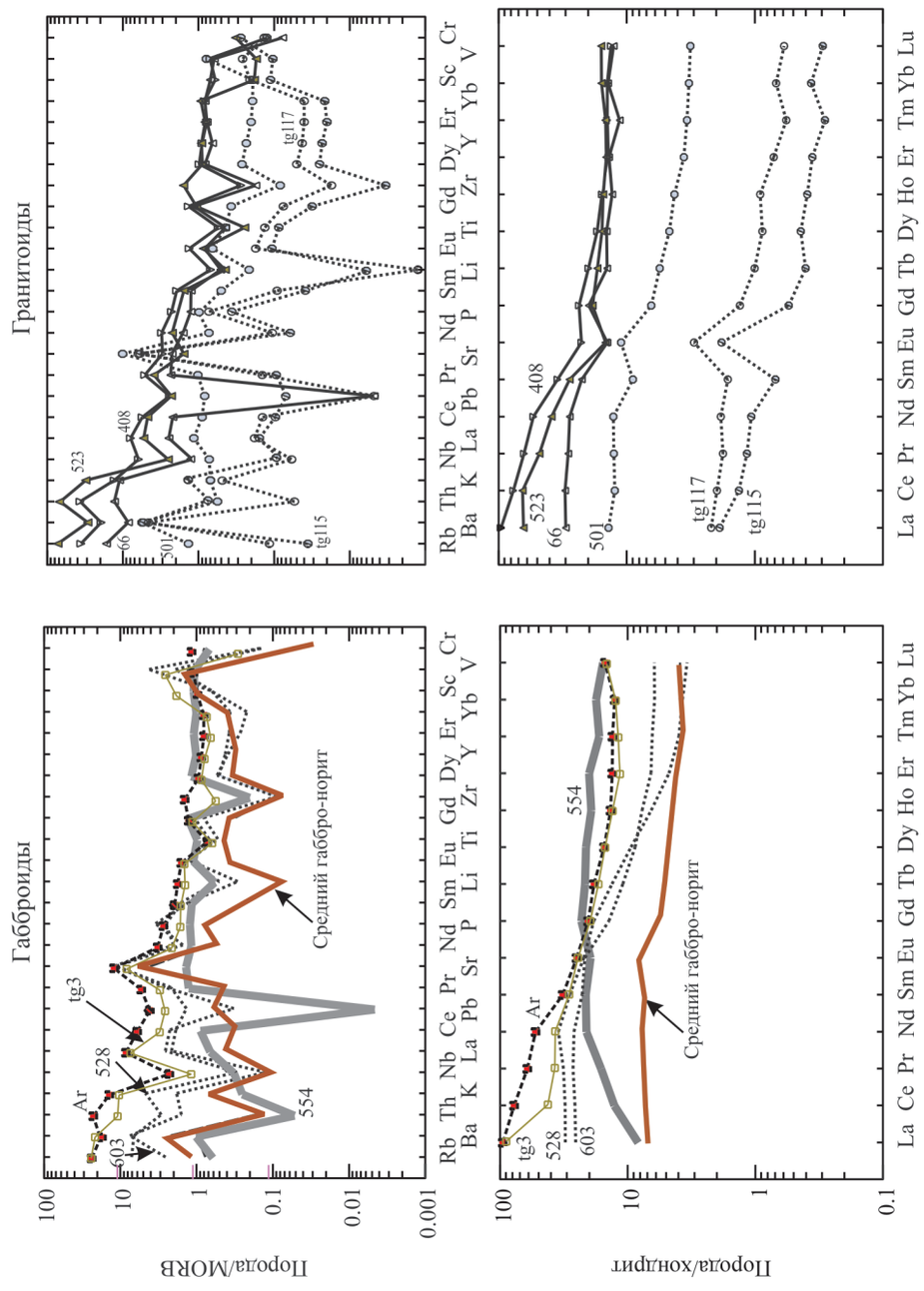


Рис. 1.22. Распределение редких и редкоземельных элементов в габброидах и гранитоидах Тагильской мегазоны.

Габброиды: точечные линии – пироксен-роговообманковые габбро Волковского массива (528, 603); tg3 – **пироксен-биотитовое габбро** ГДГ-серии, **Ar – габбро** аузрбаховской серии; полужирные сплошные линии – жильное роговообманковое габбро МАГ-серии (554) и средний состав габбро-норита габбровой серии.

Гранитоиды: точечные линии – ЛАП-серия: **роговообманковые** анортозит (501), кварцевый анортозит (**tg117**) **и плагиогранит (tg115)** Черноисточинского массива, полужирные сплошные линии – диорит (408), гранодиорит (66) и гранит (523) Тагильского массива

совмещением габбро-гранитоидных массивов с крупными существенно габброидными массивами Платиноносного пояса. Интрузивные габбро-гранитоидные комагматы вулканитов располагаются в восточном, «висячем» контакте массивов Платиноносного пояса на всем почти тысячекилометровом протяжении пояса (см. рис. 1.1,В). Эти данные могут свидетельствовать о принадлежности пород габбровой серии Платиноносного пояса и вулканоплутонических ассоциаций Тагильской вулканогенной зоны к единой комагматичной вулканоплутонической ассоциации, самой ранней в Уральском палеозойском орогене, что и предполагалось нами на основании геологических данных (Ферштатер, 1989).

В отличие от габбро гранитоиды Платиноносного пояса и Тагильской вулканогенной зоны резко различаются по возрасту (соответственно около 420 и 440 млн лет), генетически (первые принадлежат группе анатектических и образуются за счет частичного плавления роговообманковых габбро, а вторые – к вулканоинтрузивной группе, продуктам кристаллизационной дифференциации габброидов) и, естественно, геохимически (см. рис. 1.22). Роговообманковые анортозиты и плагиогранитоиды Платиноносного пояса, которые формируются в результате частичного плавления преимущественно плагиоклаза в области устойчивости роговой обманки (Ферштатер и др., 1998), относительно обогащены крупноионными литофильными элементами – K, Ba, Sr, P, а также Eu, положительные аномалии которых особенно заметны на фоне очень низкого содержания других элементов. Дифференциационные гранитоиды вулканоинтрузивной группы характеризуются гораздо более высоким содержанием почти всех редких элементов (за исключением Sr) и отрицательной, а не положительной аномалией Eu, что свойственно большинству гранитоидов дифференциационного происхождения и отражает влияние фракционирования плагиоклаза.

Сиенитоиды Тагильской зоны, как отмечалось, имеют тот же цирконовый возраст, что и гранитоиды, и принадлежат к типичным известково-щелочным разностям. Ранние члены серии представлены габброидами типа волковских, а поздние – нефелиновыми сиенитами (табл. 1.7).

Общая особенность гранитоидов и сиенитоидов – их связь с габброидами и формирование выше допалеозойского основания Тагильской мегазоны.

Все названные ранее интрузивные породы ТВЗ на Среднем Урале локализованы в едином крупном Тагильском массиве, подробно описанном Л.В. Малаховой (Эвгеосинклинальные…,1984). Слагающие массив формации располагаются кулисообразно, сменяя друг друга (с юга на север и с запада на восток): габбро-плагиогранитная – габбро-диорит-гранитная – габбро-сиенитовая (рис. 1.23). В этом ряду формаций в породах возрастает количество калия и сопряженных с ним литофильных редких элементов. Такая пространственная смена формаций и геохимическая зональность могут быть отражением надсубдукционной природы при восточном падении зоны субдукции, а само кулисообразное расположение разноформационных геологических тел – результатом тектоники. Судя по геологическим наблюдениям и палеонтологическому возрасту комагматичных вулканитов, этот пространственный формационный ряд разновозрастной и включает в себя позднеордовикско-силурийские породы (Малахова, Чурилин, 1972; Каретин, 1987, 2000). В этом же возрастном интервале колеблется и U–Pb-возраст циркона, но последовательное омоложение формаций при этом не выявляется. Все имеющиеся определения изотопного

Таблица 1.7

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в типичных образцах гранитоидов и сиенитоидов Тагильской мегазоны

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	65.67	58.38	60.07	59.48	59.19	57.15	61.24	60.70	64.40	68.60	73.40
TiO_2	0.55	0.49	0.42	0.45	0.67	0.5	0.15	0.76	0.66	0.47	0.37
Al_2O_3	15.06	19.13	19.51	19.57	19.55	19.78	21.5	15.13	13.78	14.26	12.25
Fe_2O_3	7.42*	7.46*	5.62*	6.8*	5.66*	5.74*	1.94*	2.56	2.51	1.49	3.79*
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4.55	3.29	2.92	Не опр.
MnO	0.11	0.05	0.03	0.04	0.34	0.36	0.27	0.13	0.01	0.07	0.02
MgO	1.12	1.03	0.8	0.98	1.71	1.55	0.14	2.90	2.58	0.98	1.10
CaO	1.76	1.55	0.94	0.63	0.66	3.51	1.85	6.10	5.50	2.91	1.75
Na_2O	6.15	8.11	4.21	3.81	3.39	5	4.99	3.02	5.01	3.33	3.00
K_2O	0.45	1.06	6.28	6.42	6.69	4.15	5.72	1.49	1.28	2.41	3.58
P_2O_5	0.17	0.13	0.13	0.13	0.21	0.22	0.04	0.15	0.14	0.13	0.08
П.п.п.	1.38	2.34	1.76	1.43	1.58	1.61	1.83	1.66	0.84	1.81	1.05
Li	1.60	9.07	4.62	5.57	22.60	17.92	43.14	4.47	4.07	0.09	3.54
Rb	7.8	28.6	115.3	118.0	138.8	98.7	182.1	32.7	18.6	46.2	81.5
Cs	0.04	0.18	0.29	0.49	0.476	1.275	1.45	0.45	0.38	0.32	0.51
Be	1.60	4.63	3.21	3.77	4.394	2.847	4.35	1.58	1.34	1.48	0.58
Sr	944.1	487.0	305.5	353.4	766.9	2685.7	1452.7	373.6	274.6	345.6	191.1
Ba	448.4	331.8	2166.1	2269.9	1635.7	1232.6	65.2	288.6	161.3	462.8	555.6
Sc	10.94	0.42	0.29	0.62	1.33	0.82	0.11	34.77	28.59	16.91	7.51
V	46.6	107.8	95.5	108.7	188.1	202.1	24.8	214.1	156.5	68.1	43.2
Cr	21.00	11.50	10.43	9.99	12.64	18.39	7.14	5.05	23.33	79.69	96.26
Co	9.22	16.83	12.09	8.39	9.22	10.48	1.36	18.91	15.98	7.45	4.82
Ni	3.17	2.20	2.06	1.73	2.12	3.83	1.88	4.25	12.78	23.82	6.43
Cu	178.5	149.3	16.0	33.8	61.3	61.3	6.8	81.8	30.4	20.5	27.7
Zn	36.8	41.9	40.2	42.0	197.7	140.6	107.4	66.0	52.3	29.4	33.5
Ga	18.30	20.46	19.88	20.65	22.97	20.07	28.38	12.85	13.16	8.72	12.21
Y	27.65	26.46	27.11	24.39	32.59	29.88	59.86	25.16	22.52	23.75	31.30
Nb	5.00	7.66	9.09	8.44	9.154	7.06	11.67	6.75	3.27	6.40	9.03
Ta	0.32	0.48	0.50	0.56	0.531	0.353	1.07	1.28	0.79	0.64	0.74
Zr	175.0	152.7	177.3	168.5	177.1	149.9	609.4	28.6	15.8	85.3	141.7
Hf	5.43	3.95	4.68	4.14	4.61	4.11	11.91	2.65	1.58	5.84	4.78
Mo	0.49	4.70	3.59	3.08	0.87	1.22	0.63	14.29	1.94	3.87	5.22
Sn	0.98	1.51	1.42	1.58	1.25	1.65	1.79	1.71	1.49	2.57	0.80
Pb	1.86	4.10	8.22	7.70	68.85	17.35	34.44	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4.83

Окончание табл. 1.7

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
U	2.16	3.39	2.54	2.70	2.75	1.85	7.86	1.46	0.71	2.46	2.68
Th	5.00	9.32	10.56	9.53	10.18	6.80	46.26	7.53	2.40	11.60	19.40
La	11.37	52.86	62.42	68.25	60.62	60.37	113.77	14.45	9.83	12.47	21.00
Ce	25.92	107.15	119.02	127.98	130.94	126.26	225.40	38.75	26.23	41.69	56.20
Pr	3.74	12.31	13.27	13.77	14.92	14.76	20.97	5.38	3.73	4.40	6.23
Nd	18.73	46.48	48.28	48.73	59.56	59.56	67.23	23.61	17.59	19.46	24.39
Sm	5.44	8.75	8.79	8.84	11.72	11.37	11.93	5.96	4.56	4.91	5.66
Eu	1.17	2.39	3.33	3.61	3.31	3.19	1.49	1.38	1.09	1.20	1.13
Gd	4.79	6.88	6.96	7.01	9.02	8.69	9.66	6.21	5.47	5.53	5.10
Tb	0.75	0.98	1.00	0.98	1.28	1.21	1.57	0.86	0.71	0.75	0.84
Dy	4.92	5.05	5.19	5.13	6.66	6.01	9.02	5.73	4.92	5.15	5.34
Ho	1.08	1.01	1.03	0.95	1.26	1.14	1.97	1.11	1.00	1.12	1.17
Er	2.88	2.76	2.80	2.52	3.23	3.03	6.09	3.22	3.09	3.21	3.24
Tm	0.49	0.43	0.46	0.40	0.50	0.47	1.09	0.45	0.40	0.50	0.51
Yb	3.22	2.85	3.05	2.59	3.35	3.12	7.46	3.40	3.08	3.41	3.46
Lu	0.51	0.43	0.51	0.43	0.54	0.48	1.13	0.41	0.43	0.49	0.54

Примечание. 1 – Волковский массив, кварцевый диорит 601; 2–4 – Тагильский массив, сиениты 612, 611, 610 соответственно; 5–7 – Кушвинский массив: 5 – сиенит 606, 6, 7 – нефелиновые сиениты 604, 605 соответственно; 8–11 – Тагильский массив: 8 – кварцевый диорит 75, 9 – гранодиорит 66, 10 – адамеллит 70, 11 – гранит 523.

*Все **Fe в виде** Fe_2O_3.

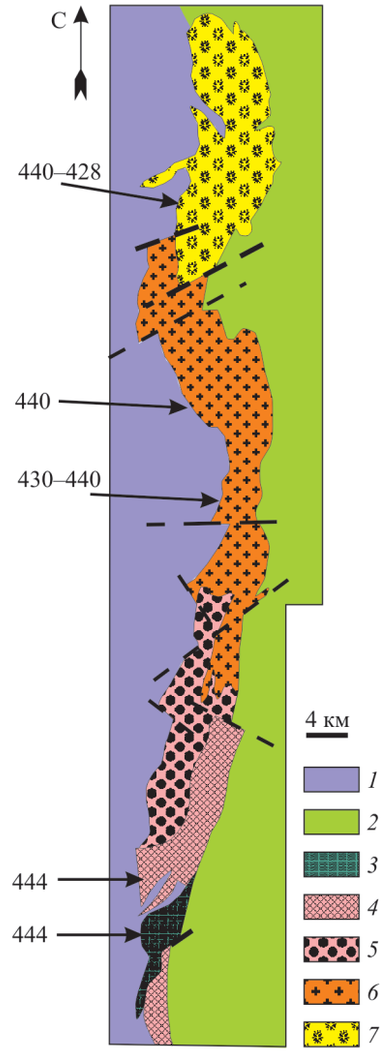
возраста находятся в интервале значений 455–430 млн лет, что можно объяснить как гетерогенностью самого циркона, что документально установлено для Тагильской мегазоны, так и аналитическими погрешностями.

Последние эпизоды магматической активности, непосредственно связанной с эволюцией ТВЗ, представлены ауэрбаховской габбро-гранитоидной серией, по возрасту и особенностям вещественного состава пород сходной с габбро-диоритовой серией горы Ермаковой Платиноносного пояса.

Ауэрбаховский массив, с которым связаны промышленные железорудные и медные месторождения скарнового типа, сложен биотит-амфиболовыми габбро-норитами и габбро-диоритами, биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами и биотитовыми гранитами. Он залегает среди комагматичных нижнедевонских вулканитов базальтового и андезитового состава. В терригенных породах верхнего эйфеля встречены обломки кварцевых диоритов массива. Сам массив имеет зональное строение. На уровне эрозионного среза массив отчетливо гипабиссальный с хорошо выраженным роговиковым ореолом. Габброиды преобладают в его краевой части, а кварцевые диориты и гранодиориты – в центральной. Серия пород является отчетливо гомодромной и образована в результате фракционирования базитовой магмы. Габбро-нориты и габбро-диориты состоят из клино- и ортопироксена, малоглиноземистой роговой обманки с железистостью $f = 0.45$, биотита, зонального

Рис. 1.23. Схема Тагильского габбро-гранитоидного и габбро-сиенитового массива (Эвгеосинклинальные…, 1984, с изменениями автора):

1 – породы Платиноносного пояса; *2* – O_3-**S вулканиты;** *3* и *4* – габбро и плагиогранитоиды соответственно, *5* – габбро, диориты; *6* – гранодиориты, граниты; *7* – габбро и сиениты. Цифрами со стрелками показан возраст циркона



плагиоклаза $An_{75–60}$, с постоянной примесью ортоклаза, кварца, магнетита; акцессорные – сфен, апатит. Структура пород офитовая. Наиболее распространены в массиве кварцевые диориты и гранодиориты. Породы состоят из малоглиноземистой роговой обманки (**Fe/(Fe + Mg) = 0.48–49), биотита, клино-** и ортопироксена, зонального плагиоклаза $An_{60–20}$, ксеноморфного ортоклаза и кварца; акцессорные – магнетит, апатит, сфен. Биотитовые граниты содержат идиоморфные зерна плагиоклаза $An_{25–20}$, погруженные в микропегматитовую кварц-ортоклазовую массу.

Возраст цирконов из кварцевого диорита (проба к186) и гранодиорита (к187) определен на **SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) и составляет** 404 и 393 млн лет соответственно (см. рис. 1.2). **Rb–Sr-возраст пород этого же мас**сива, определенный в Изотопном центре ВСЕГЕИ (аналитик Е.С. Богомолов), практически совпадает с цирконовым возрастом диорита – 404.5±9.1 млн лет. Изотопный состав стронция соответствует мантийному (рис. 1.24).

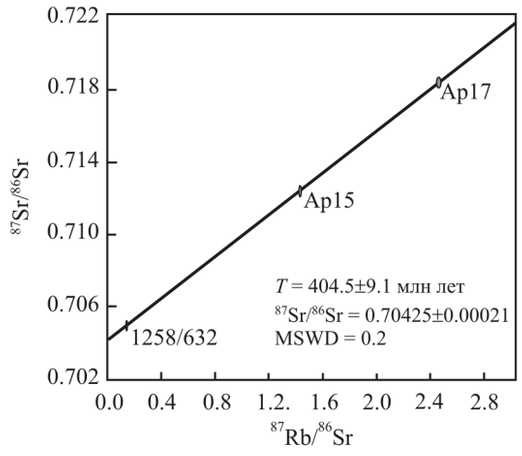


Рис. 1.24. **Rb–Sr-изохрона для гранитоидов** Ауэрбаховского массива.

Исследования выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ под руководством С.А. Сергеева

Приведенные данные не вызывают сомнений в том, что основные этапы магматической активности Платиноносного пояса и Тагильской вулканогенной зоны в палеозое (возрастной интервал 460–400 млн лет) практически совпадают (см. рис. 1.11). Неясным остается лишь место неопротерозойских (по Sm–Nd-данным) ультрамафитов Платиноносного пояса (если таковые реально существуют), которые не имеют возрастных и вещественных аналогов среди вулканоплутонических комплексов Тагильской вулканогенной зоны.

О ГЕНЕЗИСЕ ДУНИТОВ И КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА

Дунит

Природа пород ППУ издавна вызывает дискуссию, подробно описанную в работах видного исследователя ППУ А.А. Ефимова (1984). Наибольшее количество мнений имеется относительно дунита, который рассматривается либо как магматическая порода, либо как рестит, либо как кумулят. По мнению А.А. Ефимова, дунит – это мантийное вещество, исходное для большинства остальных пород ППУ – верлитов, клинопироксенитов, полосчатых габброидов, образующих так называемый эпидунитовый комплекс – продукт метасоматической трансформации дунита.

В результате исследований последних лет получены новые данные, позволяющие вернуться к проблеме генезиса дунитов в массивах урало-аляскинского типа. Такими новыми данными, ранее не используемыми для понимания петрогенезиса дунитов, являются результаты геохронологического и геохимического изучения цирконов.

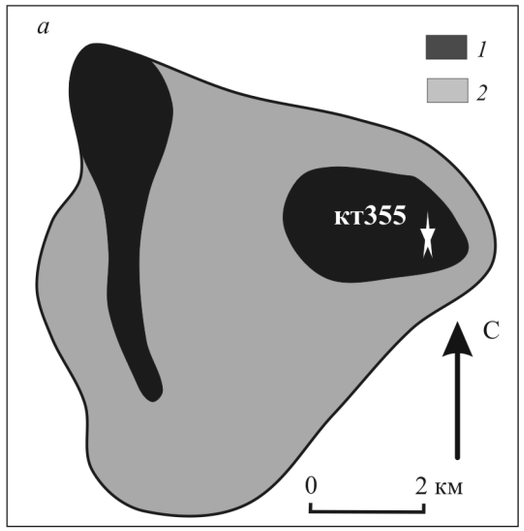
Впервые в мировой практике были всесторонне изучены три пробы циркона из дунитов Косьвинского массива ППУ (Bea et al., 2001), а также из двух южноуральских массивов – Сахаринского и Восточно-Хабарнинского (Ферштатер и др., 2009б).

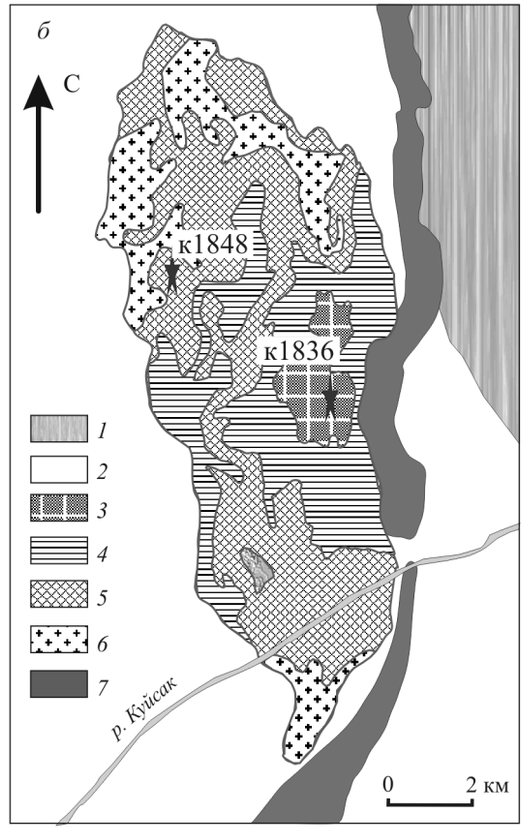
Косьвинский дунит-клинопироксенитовый массив представляет собой юго-западный фрагмент крупного Кытлымского массива ППУ (рис. 1.25, *а*). Массив сложен преимущественно дунитами, оливиновыми клинопироксенитами и нефелинсодержащими тылаитами. Проба дунита (кт355) для выделения циркона была отобрана из скважины, пробуренной в пределах восточного дунитового тела.

Состав дунита приведен в табл. 1.2. Степень серпентинизации составляет 30–40%. Помимо оливина с железистостью f = Fe/(Fe + Mg) = 0.10–0.11 порода содержит клинопироксен (f = 0.07–0.08), Ti-содержащий хромшпинелид, местами флогопит. В виде редких зерен отмечены андрадит-гроссуляровый гранат, рутил, зеленая шпинель, корунд, циркон, богатый хлором и фтором апатит. Такие минералы, как кианит, ставролит, корунд, по-видимому, целиком заимствованы исходным для дунита тылаитовым (?) расплавом из боковых пород.

Сахаринский дунит-клинопироксенит-монцогаббро-граносиенитовый массив расположен в 40 км восточнее г. Магнитогорска в восточном крыле Магнитогорской вулканогенной зоны (рис. 1.25, *б*). Ядро массива сложено

Рис. 1.25. Схемы строения Косьвинского (*а*) и Сахаринского (*б*) массивов.
а: *1* – дуниты, *2* – верлиты, клинопироксениты, тылаиты (Ефимов, Ефимова, 1967);
б: *1* – хлоритовые и слюдистые сланцы; *2* – вулканиты преимущественно девонского возраста; *3–6* – породы Сахаринского массива: *3* – дуниты, *4* – клинопироксениты, *5* – габброиды, *6* – сиениты и граносиениты; *7* – серпентиниты (по данным Магнитогорской ГРП и геологической съемки масштаба 1:50 000 под руководством Ю.Н. Замиги)





флогопитсодержащими дунитами (табл. 1.8), в коре выветривания которых разрабатывается месторождение силикатного никеля. Дуниты имеют значительную мощность, что подтверждено скважиной, пройденной по дунитам и вскрывшей на глубине более 1 км подстилающие их родингитизированные диабазы. Кумулятивные клинопироксениты представлены преимущественно амфиболсодержащими разностями и образуют прерывистую полосу на контакте габброидов и дунитов, а также небольшие тела внутри габброидов. Преобладающая часть массива сложена роговообманковыми и биотит-роговообманковыми (часто с реликтами клино- и ортопироксена) монцогаббро (см. табл. 1.8). Габброиды прорваны многочисленными жилами роговообманковых и биотит-роговообманковых кварцевых сиенитов и граносиенитов, являющихся внутрикамерными дифференциатами габброидов.

Проба дунита (к1836) для выделения циркона была отобрана в карьере Сахаринского месторождения силикатного никеля из нижней щебенистой части коры выветривания в контакте со слабо выветрелым дунитом на глубине около 25 м. Дунит примерно на 85% серпентинизирован. Помимо оливина с железистостью 0.09,

Таблица 1.8

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в дунитах и габброидах

Компонент	к1836	к1848	к1832	к1834	Компонент	к1836	к1848	к1832	к1834
SiO_2	37.3	52.71	38.54	47.55	Ga	0.25	12.83	0.92	22.60
TiO_2	0.04	0.819	0.06	0.98	Y	0.44	15.74	0.99	15.86
Al_2O_3	0.90	12.13	0.88	16.67	Nb	0.09	3.78	0.10	3.11
Fe_2O_3	7.32	11.57	6.67	4.95	Ta	0.09	0.28	0.08	0.63
FeO	2.41	Не опр.	3.30	6.66	Zr	3.10	24.02	4.51	20.65
MnO	0.14	0.187	0.13	0.18	Hf	0.12	1.07	0.19	0.75
MgO	39.11	7.01	37.57	7.10	Mo	0.19	1.14	0.20	1.23
CaO	0.98	9.85	0.05	10.14	Pb	1.11	2.59	1.26	4.33
Na_2O	0.14	2.3	0.30	2.31	U	0.06	0.97	0.09	1.42
K_2O	0.04	1.53	0.02	1.82	Th	0.13	0.33	0.07	1.71
P_2O_5	0.01	0.29	0.02	0.43	La	0.34	7.15	0.19	9.54
П.п.п.	11.09	1.40	12.59	1.03	Ce	0.73	14.85	0.48	20.57
Li	0.92	1.83	0.22	8.98	Pr	0.09	2.02	0.07	3.31
Rb	0.30	23.59	0.64	45.30	Nd	0.30	9.11	0.37	13.12
Cs	0.02	0.59	0.11	0.55	Sm	0.14	2.40	0.11	3.10
Be	0.11	0.56	0.13	1.01	Eu	0.02	0.86	0.03	0.95
Sr	9.13	248.61	13.06	855	Gd	0.10	2.89	0.14	2.76
Ba	0.95	327.36	12.08	344	Tb	0.01	0.46	0.03	0.42
Sc	7.73	31.83	11.65	20.54	Dy	0.10	3.09	0.17	2.71
V	9.49	199.60	40.09	415	Ho	0.02	0.64	0.04	0.58
Cr	1192	236	1110	73	Er	0.05	1.83	0.11	1.35
Co	103	33	108	44	Tm	0.01	0.28	0.02	0.23
Ni	2400	87.51	1407	55.60	Yb	0.04	1.90	0.11	1.38
Cu	3.13	50.72	10.57	114.20	Lu	0.01	0.29	0.02	0.29
Zn	33.74	102.50	44.69	123.80					

Примечание. Пробы к1836 и к1848 – дунит и монцогаббро Сахаринского массива, пробы к1832 и к1834 – дунит и габбро-норит Восточно-Хабарнинского массива соответственно.

петельчатого серпентина, брусита и магнетита в породе в небольшом количестве содержатся хромшпинелид, интерстициальный диопсид и флогопит. В тяжелой фракции (>3.3 г/см^3) наряду с цирконом обнаружены кианит, иногда с включениями графита, голубой корунд, альмандиновый гранат, муассанит, рутил, апатит, лейкоксен, сфен, т. е. примерно тот же набор минералов, что и в пробе косьвинского дунита.

Проба монцогаббро (к1848) для выделения циркона взята из обнажения в северо-западной части массива. Минеральный состав породы: орто- и клинопироксен, роговая обманка, биотит, плагиоклаз $An_{50–30}$, ортоклаз, магнетит; структура гипидиоморфно-зернистая.

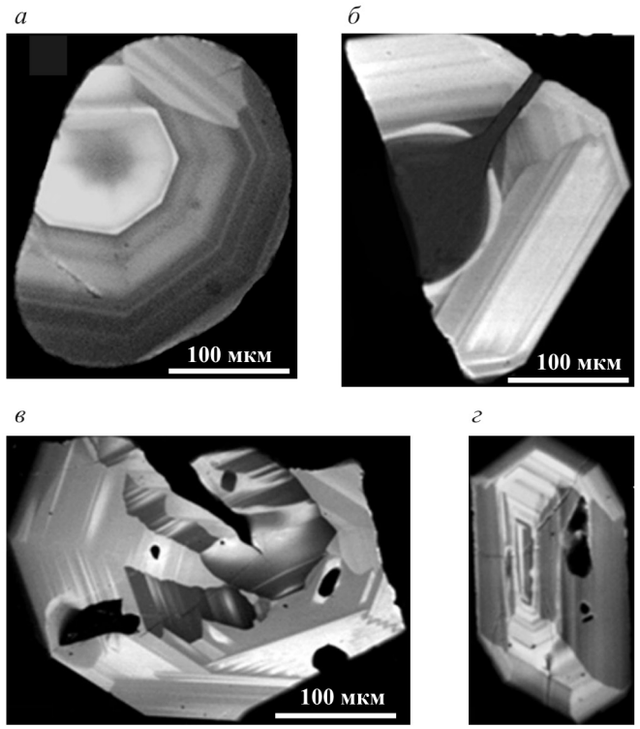
Восточно-Хабарнинский дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбровый массив залегает в восточной части Хабарнинского гарцбургитового массива (подробнее см. главу 3). Из северо-западной части дунитовой залежи, в карьере 5/2, в котором добывались хромитовые руды, была отобрана проба дунита (к1832), а в верховьях Холодного ключа в северо-восточной части габбро-норитового тела – амфиболизированного габбро-норита (проба к1834). Дунит сильно серпентинизирован. Железистость сохранившихся зерен оливина варьируется слегка – 0.08–0.1. Хромшпинелид представлен высокохромистой низкотитанистой разновидностью. Характерна небольшая примесь клинопироксена, изредка флогопита (Петрология…, 1991). Судя по небольшим сохранившимся в ходе серпентинизации участкам, породы перекристаллизованы с образованием мелкозернистой гранобластовой структуры. В тяжелой фракции помимо циркона встречены такие минералы, как кианит, зеленая шпинель, ильменит, сфен, апатит.

Габбро-норит представлен амфиболсодержащей разностью (содержание роговой обманки около 15%), в которой клинопироксен количественно преобладает над ортопироксеном, плагиоклаз имеет состав $An_{60–45}$, в небольшом количестве присутствуют биотит, ортоклаз, магнетит. Структура породы габбровая. Анализы пород указаны в табл. 1.8.

Описанные объекты обладают некоторыми общими особенностями, характерными для интрузивов урало-аляскинского типа: 1) ассоциацией дунитов с кальциевыми ультрамафитами (верлитами и клинопироксенитами, часто магнетитсодержащими); 2) концентрически-зональным строением многих массивов, имеющих дунитовые ядра, окруженные клинопироксенитовыми оторочками; 3) обычным присутствием калишпатсодержащих габброидов часто повышенной щелочности; 4) повышенным содержанием в габброидах стронция, а также бария и других крупноионных литофильных элементов.

Цирконы дунитов

Дунит кт355 из Косьвинского массива содержит полихронную ассоциацию цирконов. Цирконы архейского и протерозойского возраста представлены розоватыми окатанными зернами **с типичной абразивной поверхностью**. По своей природе это, несомненно, ксеногенные разности. Для двух зерен, измеренных на ионном зонде NORDSIM, **получен U–Pb-возраст 1802**±5 млн лет (рис. 1.26, *а*; табл. 1.9), тогда как $^{207}Pb/^{206}Pb$-**возраст двух других зерен,** определенный по методу Кобера, составил 2827±6 и 2838±10 млн лет (**Bea et** al., 2001). **Следующая возрастная группа (432–435 млн лет) представлена** обломками концентрически-зональных кристаллов (рис. 1.26, *б*), бедных ураном. По возрасту они сходны с цирконами из наиболее распространенных в Платиноносном поясе габброидов и вулканитов Тагильской вулканогенной зоны (Краснобаев и др., 2007). Цирконы возрастом менее 370 млн лет (рис. 1.26, *в*, *г*) в наибольшей степени распространены среди датированных (рис.1. 26, *д*) и представлены в разной мере корродированными кристаллами с варьирующимся содержанием урана. Предполагается их постмагматическая кристаллизация из гидротермальных растворов в возрастном интервале 370–350 млн лет назад.



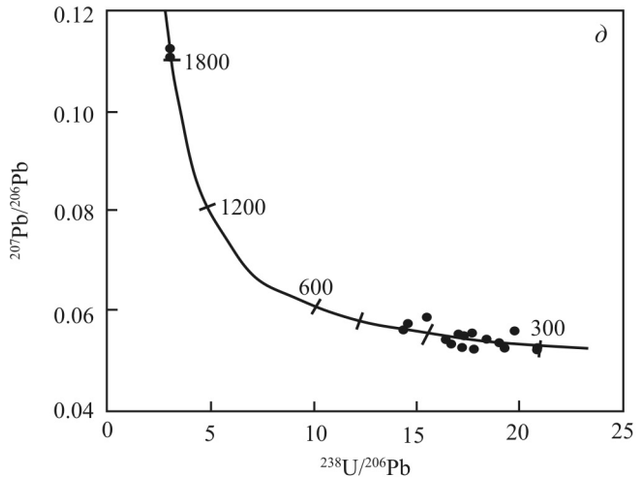


Рис. 1.26. Катодолюминесцентные изображения цирконов (*а–г*) и диаграмма $^{207}Pb/^{206}Pb$–$^{238}U/^{206}Pb$ с конкордией (*д*) для цирконов из дунита Косьвинского массива (**Bea et al., 2001):**

а–г – фото представительных зерен циркона выделенных возрастных групп, млн лет: 1800 (*а*), 435–432 (*б*), менее 370 (*в*, *г*). Пояснения см. в тексте

Таблица 1.9

Возраст циркона из дунита (проба кт355) Косьвинского массива (Bea et al., 2001)

Номер зерна	U, ppm	$^{232}Th/^{238}U$	Pb, ppm	$^{206}Pb_c$, %	$^{207}Pb/^{206}Pb$	Ошибка, %	$^{206}Pb/^{238}U$	Ошибка, %	Возраст, млн лет	
									$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
4.1*	54	0.44	4	0.39	0.05232	2.44	0.0561	4.3	352±14	Не опр.
4.2	106	0.6	7	0.13	0.0553	1.48	0.0564	4.28	352±14	–“–
6.1	277	0.25	18	0.12	0.0543	0.96	0.0584	4.28	365±15	–“–
6.2	89	0.61	6	0.25	0.0536	1.55	0.0584	4.27	365±15	–“–
7.1	71	0.78	5	0.17	0.0550	2.09	0.0588	4.29	367±15	–“–
7.2	99	0.72	7	0.2	0.0537	1.53	0.0590	4.29	369±15	–“–
8.1	52	0.44	4	0.32	0.0524	2.12	0.0599	4.28	375±15	–“–
9.1	104	1.01	8	0.34	0.0538	1.47	0.0609	4.28	381±16	–“–
11.1	63	0.4	5	0.17	0.0571	1.8	0.0695	4.27	432±18	–“–
12.1	57	0.37	5	0.15	0.0562	2.32	0.0699	4.29	435±18	–“–
13.1	331	1.31	166	0.02	0.1102	0.29	0.35	4.27	1802±5	–“–
14.1	143	1.56	75	0.03	0.1102	0.41	0.3507	4.27	1802±5	–“–
15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2827±6
16	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	2838±10

Примечание. Анализ выполнен на ионном зонде Cameca IMS1270 (**NORDSIM, Стокгольм),** $^{206}Pb_c$ – внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному ^{204}Pb.

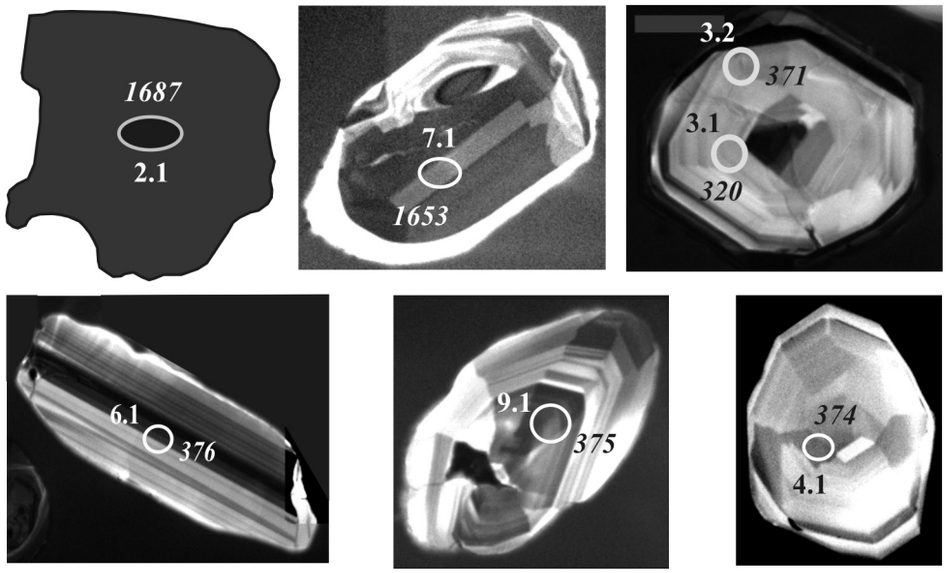
*Первая цифра обозначает номер зерна, вторая (после точки) – номер анализа в этом зерне. В крайнем правом столбце возраст установлен методом последовательного нагревания отдельных зерен (метод Кобера).

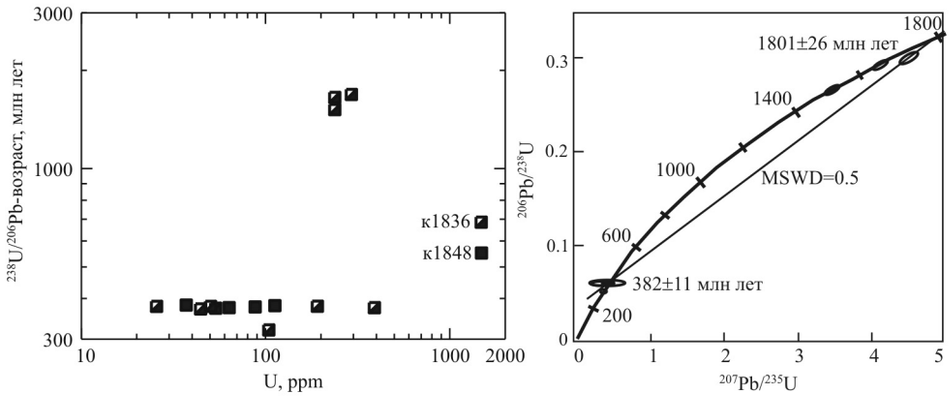
Дунит к1836 из Сахаринского массива содержит две четкие разновозрастные группы цирконов. Первая представлена розоватыми и желтоватыми слабо просвечивающимися зернами, которые либо сильно корродированы (рис. 1.27, зерно 2) и иногда сохраняют реликты абразионного рельефа, либо образуют окатанные ядра, обрастающие кристаллическими оболочками (зерно 7). Цирконы имеют протерозойский возраст 1517–1687 млн лет и характеризуются повышенным содержанием урана (табл. 1.10). Кроме того, отмечаются единичные прозрачные осколки зерен, одно из которых было проанализировано методом лазерной абляции в Университете г. Гранада (Испания) и имеет U–**Pb-возраст около 3200 млн лет. Остальные датированные зерна представ**лены тонкозональными разностями с секториальной зональностью (рис. 1.27, зерна 6, 9, 4), возраст которых составляет 378–374 млн лет. Содержание урана в них обычно ниже, чем в кристаллах протерозойского возраста, хотя отмечаются и более высокие значения (см. табл. 1.10).

Монцогаббро к1848 из Сахаринского массива содержит зональные кристаллы циркона с примерно таким же, как в палеозойских зернах циркона из дунита, или более низким содержанием урана и примерно такого же возраста, который колеблется в узком интервале 388–377 млн лет (см. рис. 1.27, табл. 1.10).

Дунит к1832 Восточно-Хабарнинского массива характеризуется примерно такой же ассоциацией цирконов, как и описанные выше. Одно зерно, бедное

Дунит (проба к1836)





Монцогаббро (проба к1848)

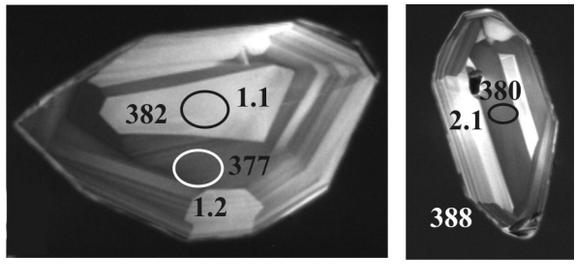


Рис. 1.27. Катодолюминесцентные изображения цирконов и диаграмма возраст–содержание урана для дунита (проба к1836) и монцогаббро (проба к1848) Сахаринского массива, а также диаграмма $^{206}Pb/^{238}U$ – $^{207}Pb/^{235}U$ с конкордией и дискордией для дунита к1836.
Цифры на фото около кружков и овалов, фиксирующих точки определения возраста, – номер зерна (первая) и номер анализа в этой точке (вторая), а также возраст, млн лет. Номер зерна и возраст те же, что в табл. 1.10. Размер диаметра кружков и короткой оси овалов – около 20 мкм. Остальные пояснения см. в тексте

Таблица 1.10

U–Pb-возраст цирконов из дунитов и связанных с ними габброидов Сахаринского и Восточно-Хабарнинского массивов (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ)

Номер зерна	$^{206}Pb_c$, %	U	Th	$^{206}Pb^*$	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±, %	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±, %	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±, %	Ошибка	$^{206}Pb/^{238}U$
		ppm										
Сахаринский массив, дунит (проба к1836)												
3.1	0.33	104	121	4.6	0.0513	4.3	0.36	4.5	0.0510	1.2	0.264	320±4
3.2	2.11	44	29	2.3	0.0420	18.9	0.34	19.0	0.0593	1.7	0.090	371±6
4.1	0.46	54	35	2.8	0.0506	6.4	0.42	6.5	0.0597	1.4	0.209	373±5
9.1	0.09	390	530	20.1	0.0535	1.8	0.44	2.0	0.0599	0.9	0.459	375±3
6.1	0.18	192	129	9.9	0.0527	3.3	0.44	3.4	0.0601	1.0	0.295	376±4
5.1	0.56	50	22	2.6	0.0545	6.1	0.45	6.3	0.0604	1.4	0.224	378±5
1.1	1.55	26	11	1.4	0.0496	23.5	0.41	23.6	0.0605	2.2	0.093	378±8
8.1	0.02	238	102	54.3	0.0948	0.6	3.47	1.1	0.2654	0.9	0.824	1517±12
7.1	0.02	238	181	59.7	0.1021	0.6	4.12	1.0	0.2924	0.9	0.839	1653±13
2.1	0.03	293	113	75.2	0.1091	0.6	4.50	1.1	0.2991	0.9	0.820	1687±13
058**	28	39	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3200**
Пр. к1848, габбро, Сахаринский массив												
1.2	0.48	88	60	4.6	0.0511	5.4	0.42	5.5	0.0602	1.2	0.225	382±5
2.1	0.70	112	82	5.9	0.0504	7.0	0.42	7.1	0.0607	1.2	0.169	377±5
1.1	0	37	15	1.9	0.0555	4.3	0.47	4.6	0.0610	1.6	0.349	380±4
2.2	0	46	17	2.4	0.0554	3.9	0.47	4.2	0.0620	1.7	0.393	388±6
Пр. к1832, дунит, Восточно-Хабарнинский массив												
8.1	0.61	1332	580	59.8	0.0533	1.9	0.38	2.1	0.0520	0.9	0.422	326±3
6.1	Не опр.	734	209	38.7	0.0548	1.0	0.46	1.3	0.0614	0.9	0.661	384±3
10.1	0.05	314	102	17.1	0.0544	1.6	0.48	1.8	0.0635	0.9	0.508	397±4
7.1	0	246	78	13.5	0.0548	1.5	0.48	1.8	0.0640	1.0	0.547	400±4
11.1	0.06	342	183	18.9	0.0545	1.4	0.48	1.6	0.0643	0.9	0.556	402±4
5.1	0	271	116	15.0	0.0549	1.4	0.49	1.7	0.0645	0.9	0.558	403±4
4.1	0.09	217	82	12.1	0.0541	1.8	0.48	2.1	0.0648	1.0	0.465	405±4
1.1	0	171	59	9.6	0.0552	1.8	0.50	2.0	0.0652	1.0	0.506	407±4
9.2	0.64	919	178	58.9	0.0562	1.8	0.57	2.0	0.0742	0.9	0.435	461±4
9.1	0.04	467	218	138.6	0.1337	0.6	6.36	1.1	0.3450	0.9	0.813	1911±14
2.1	0.22	892	278	299.6	0.1784	0.2	9.58	0.9	0.3896	0.8	0.961	2121±15
3.1	0	24	38	11.2	0.1974	1.0	14.85	1.5	0.5459	1.2	0.761	2808±26

Окончание табл. 1.10

Номер зерна	$^{206}Pb_c$, %	U	Th	$^{206}Pb^*$	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±, %	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±, %	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±, %	Ошибка	$^{206}Pb/^{238}U$
		ppm										
Пр. к1834, габбро-норит, Восточно-Хабарнинский массив												
4.1	0.11	277	141	14.8	0.0542	1.9	0.46	2.1	0.0622	1.0	0.469	389±4
1.2	0	148	43	7.9	0.0550	2.1	0.47	2.3	0.0623	1.0	0.446	390±4
6.1	0.12	194	90	10.4	0.0541	2.2	0.47	2.4	0.0624	1.1	0.433	390±4
5.1	0	276	143	14.8	0.0547	1.6	0.47	1.8	0.0625	1.0	0.521	391±4
1.1	0	152	59	8.2	0.0554	2.0	0.48	2.3	0.0626	1.0	0.451	392±4
2.1	0.07	356	180	19.2	0.0545	1.5	0.47	1.8	0.0627	0.9	0.527	392±4
5.2	–	235	86	12.7	0.0546	1.7	0.47	1.9	0.0628	1.0	0.499	392±4
008**	46	17.4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1554**
010**	48	18	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	1541**
048**	60	20	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	1343**
050**	59	20.5	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	–“–	1350**

Примечание. Pb_c и **Pb* – общий и радиогенный свинец соответственно, коррекция по** ^{204}Pb.
** Содержание элементов и **U–Pb-возраст определены методом LA-ICP MS.**

ураном, представлено остроугольным фрагментом (рис. 1.28, зерно 3). Это зерно имеет архейский возраст 2808±26 млн лет, близкий к самым древним разностям в косьвинском дуните кт355. Зерна протерозойского возраста интенсивно окатаны, часть из них заключены в палеозойскую матрицу и образуют ядра полихронных кристаллов (рис. 1.28, зерна 9 и 6), другие обособляются в виде отдельных зерен (зерно 2). Для тех и других характерно высокое содержание урана, которое наблюдается и в палеозойских разностях и отличает цирконы восточно-хабарнинского дунита от сахаринского (см. табл. 1.10). Кайма вокруг округлого фрагмента (рис. 1.28, зерно 9.1, 1911 млн лет) имеет конкордантный возраст 461 млн лет. Обособленные зерна с таким возрастом не встречены. Наиболее распространенные в дуните палеозойские цирконы представлены зональными короткопризматическими зернами магматического облика возрастом 407–402±4 млн лет (см. рис. 1.28; табл. 1.10, ан. 1.1, 4.1, 5.1), ранние из них заметно корродированы (например зерно 1). Богатые ураном кристаллы возрастом менее 400 млн лет не имеют зонального строения и отвечают, по-видимому, постмагматической стадии эволюции дунита. Некоторые из них (например зерно 6 на рис. 1.28) нарастают на окатанные древние цирконы.

Из приведенных данных следует, что все три изученные пробы дунитов характеризуются общими популяциями цирконов. В каждом образце наблюда-

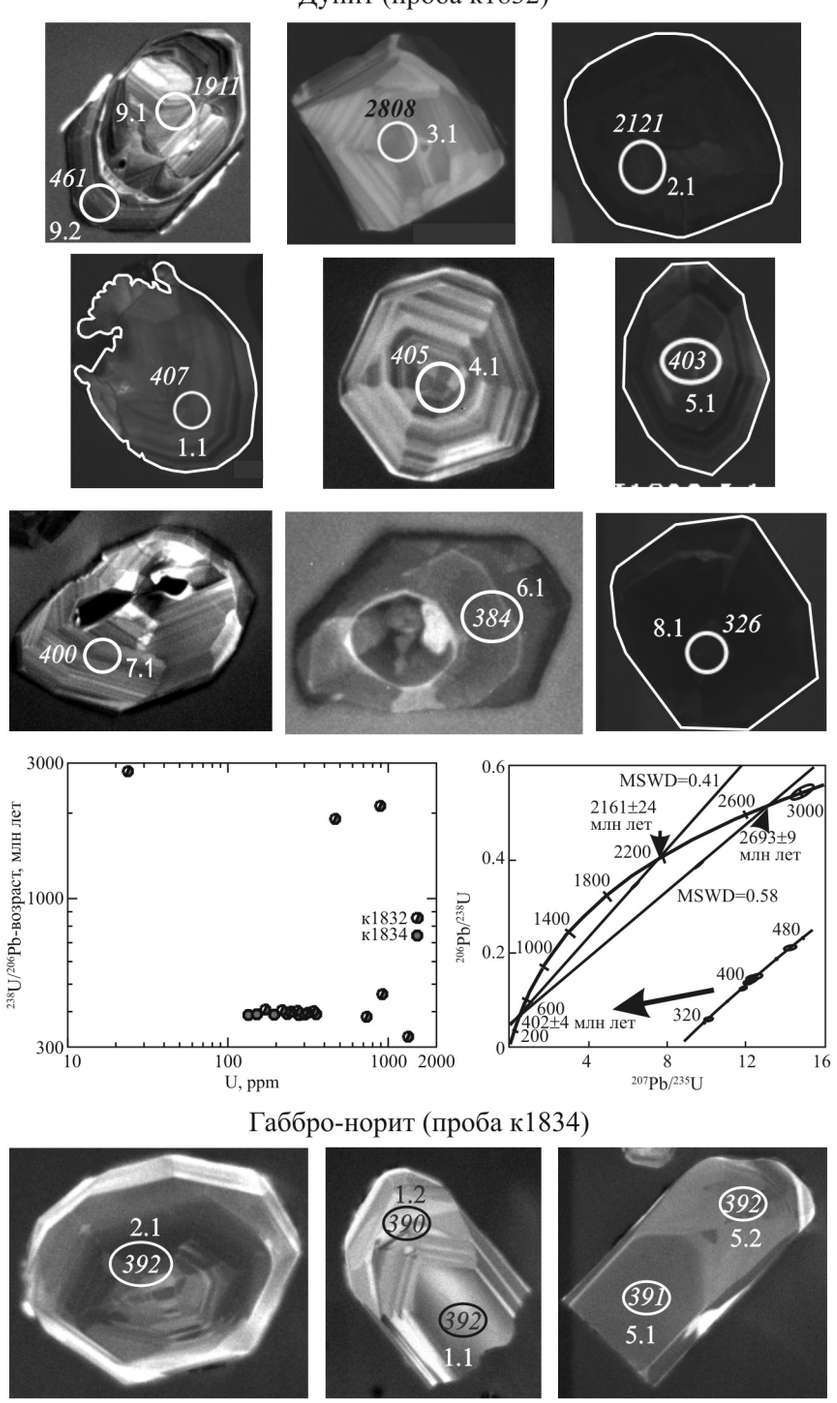


Рис. 1.28. Катодолюминесцентные изображения цирконов и диаграмма возраст–содержание урана для дунита (проба к1832) и габбро-норита (проба к1834) Восточно-Хабарнинского массива, а также диаграмма $^{206}Pb/^{238}U$ – $^{207}Pb/^{235}U$ **с конкордией и дискордией для дунита к1832.**
Обозначения – см. рис. 1.27, остальные пояснения см. в тексте

ются следующие генетические и возрастные группы цирконов: 1) остаточные, мантийные (?) архейского возраста, 2) ксеногенные протерозойского возраста, 3) цирконы магматического облика, близкие по возрасту и геохимическим особенностям к цирконам из габброидов, ассоциированных с дунитами, и 4) постмагматические цирконы, кристаллизовавшиеся, по-видимому, из гидротерм, сопровождавших перекристаллизацию дунитов. Установленный факт имеет большое значение для понимания петрогенезиса дунитов в комплексах платиноносного типа.

Цирконы архейского возраста, представленные осколками прозрачных бедных ураном кристаллов типа зерна 3 из дунита Восточно-Хабарнинского массива (см. рис. 1.28), вероятно, представляют собой **остаточные** разности, заимствованные из мантийного субстрата просачивающимся расплавом, из которого кристаллизовался оливин дунитов. Именно низкое содержание урана, приближающееся к таковому в кимберлитовых цирконах (Belousova et al., 1998), способствовало хорошей сохранности этих кристаллов.

Цирконы второй группы имеют протерозойский возраст и, по-видимому, **ксеногенную** природу. Большинство из них представлено овальными зернами с абразивными следами на поверхности, свидетельствующими об их переотложении. Нередко такие зерна обрастают каймами палеозойского возраста и входят в состав полигенных кристаллов. Часть из них неустойчивы в расплаве, из которого образовался оливин дунита, и сильно корродированы. Морфология протерозойских зерен наряду с геохимическими особенностями не вызывает сомнений в их ксеногенной природе. Они были заимствованы из прорываемых пород, которые принадлежали, судя по возрасту и геохимическим особенностям цирконов, протерозойскому фундаменту Уральского орогена. Наличие в дунитах всех трех проб таких ксеногенных минералов, как пироп-альмандиновый гранат, кианит, служит подтверждением данного заключения о природе ксеногенных цирконов и названных минералов. В ходе дальнейшей интрузии эти кристаллы осаждались из высокотемпературной маловязкой магмы вместе с кристаллизующимся оливином и хромшпинелидом, входя в состав дунита.

Возраст протерозойских ксеногенных цирконов в дунитах неодинаков. Дуниты из западной части Урала содержат цирконы возрастом более 1800 млн лет, а дуниты Сахаринского массива из восточной части Урала – более молодые разности (подробнее см. главу 11). На основании этих фрагментарных данных можно предположить различный возраст (а возможно, и природу) кристаллического фундамента в западной и восточной частях Урала, представленного в первом случае основанием Восточно-Европейского, а во втором – Казахстанского континентов.

Магматические цирконы дунитов представляют собой попавшие в кумулус зерна, кристаллизовавшиеся из исходного расплава, который после выделения оливина был уже близок по составу к габбро. Этим, видимо, объясняются близкий возраст и сходные геохимические характеристики таких цирконов из дунитов и ассоциированных с ними габброидов. Цирконы обладают идиоморфизмом, варьирующейся прозрачностью. Их специфика – зональное строение, обусловленное чередованием зон различной четкости, а иногда и диффузные (размытые) контуры секториальности. Во всех изученных пробах дунита они имеют примерно тот же возраст, что и цирконы из ассоциированных с ними

габброидов: 435–432 млн лет в дуните Косьвинского массива, 378–374 млн лет в дуните из Сахаринского массива и 407–402 млн лет в дуните Восточно-Хабарнинского массива (см. табл. 1.10). В этих же интервалах находится и возраст цирконов из габброидов соответствующих массивов (см. табл. 1.10, рис. 1.27, 1.28). Генетическую связь цирконов из габбро и ассоциированных с ними дунитов подчеркивает также геохимическое сходство минералов (подробнее см. главу 10).

Постмагматические цирконы имеют более молодой возраст по сравнению с цирконами магматического облика. Они резко отличаются от ксеногенных и магматических цирконов высоким содержанием всех редких элементов и большими вариациями концентраций. Предполагается их кристаллизация из флюидной фазы, появляющейся на постмагматической стадии эволюции дунита.

Вероятность такой интерпретации подтверждают исследования хромитовой и платиноидной минерализации в дунитах ППУ (Аникина и др., 2001; Пушкарев и др., 2007), которые показали наличие в хромититах низкотемпературных и низкобарических минеральных парагенезисов, сопровождающих процессы перекристаллизации дунита и сегрегации хромшпинелида и платиноидов. Наличие таких парагенезисов свидетельствует о большой роли флюида в постмагматической эволюции дунита, а концентрация циркона именно в дунитовых хромититах (Савельева и др., 2007) указывает на возможность связи рассматриваемых постмагматических цирконов именно с процессами перекристаллизации дунитов в местах их современного залегания. Если подобная интерпретация верна, то разрыв во времени между магматической стадией формирования дунита и постмагматическими процессами, с которыми связаны хромшпинелидовая и платиноидная минерализации, составляет не менее 20 млн лет.

В последнее время в связи с развитием локальных методов изучения индивидуальных зерен циркона появляется все больше данных о том, что субсолидусная и постмагматическая перекристаллизация циркона широко распространена во всех типах пород (см., например: Hoskin, Black, 2000; Bomparola et al., 2007; Федотова и др., 2008, и ссылки в этих публикациях), отражающее этапы их преобразований. Изучение цирконов позволяет датировать эти этапы и связать их с геологическими событиями. В частности, широкое развитие цирконов возрастом около 360 млн лет и менее в дунитах Косьвинского массива (см. табл. 1.9), возможно, обусловлено формированием в западной части ППУ МАГ-серии, возраст которой составляет 350 млн лет. Наличие в дуните кт355 таких специфических постмагматических минералов, как андрадит-гроссуляровый гранат, шпинель, рутил, частично циркон, свидетельствует о реальности процессов гидротермального преобразования дунитов, а цирконы позволяют датировать эти процессы. Цирконы возрастом 397–384 млн лет в дуните Восточно-Хабарнинского массива, по-видимому, связаны с этапом амфиболизации габбро-норитов и образованием анатектических обдукционных гранитов, т. е. с событиями того же возраста (подробнее см. главу 3).

Приведенные данные по цирконам подтверждают предположение о том, что дуниты массивов платиноносного типа в отличие от одноименных пород в офиолитовых дунит-гарцбургитовых комплексах представляют собой не ман-

тийные реститы, а кумулятивные образования, контаминированные коровым материалом (Ферштатер и др., 1999).

Клинопироксениты

Как и существенно оливиновые породы – дуниты, клинопироксениты являются полигенными и отмечаются в различных магматических комплексах: в ассоциации с ультраосновными щелочными породами и карбонатитами, в расслоенных интрузиях, офиолитах. Это один из главных типов пород ППУ.

О генезисе последних существуют различные представления. Большая часть уральских петрологов (Ефимов, Ефимова, 1967; Фоминых и др., 1967) вслед за А.Н. Заварицким рассматривают клинопироксениты как продукты реакции габбровой магмы с дунитами или другими магнезиальными ультрамафитами, что подтверждается особенностями геологической позиции клинопироксенитов ППУ, а именно их частым залеганием в виде каймы вокруг дунитовых ядер. С представлениями о метасоматическом происхождении клинопироксенитов согласуются и некоторые особенности минерального состава пород.

В то же время некоторые уральские исследователи (Воробьева и др., 1962; Малахов, 1966; Варлаков, 1978) приводят убедительные факты в пользу магматического происхождения клинопироксенитов, подтверждая взгляды первых исследователей ППУ, работавших в начале прошлого века. В последние 25 лет были получены новые данные, позволяющие вернуться к проблеме генезиса клинопироксенитов.

В первую очередь это касается клинопироксенитов так называемого молостовского комплекса, породы которого образуют небольшие кольцевые интрузивы в гарцбургитах Хабарнинского офиолитового массива (Пушкарев, 1987; Петрология…, 1991). Эти интрузивы сложены верлитами, оливиновыми клинопироксенитами, габброидами, сиенитами (в том числе фельдшпатоидными), гранитоидами. Один из таких интрузивов, названный нами Молостовским, обнажен в борту одноименной балки (рис. 1.29). Его краевая часть сложена оливиновым клинопироксенитом, который содержит крупные блоки – ксенолиты верлитов размером 10–20 м в поперечнике – и прорван радиальными дайками пироксен-роговообманковых и роговообманковых габбро мощностью до 2 м, часто имеющими пегматоидную текстуру. В центральной части интрузива залегают кварцсодержащие роговообманковые габбродиориты и гранодиориты. Рядом с интрузивом отмечаются тела оливиновых клинопироксенитов, габбро и гранитоидов, секущие тектонизированные гарцбургиты. Гарцбургиты интенсивно антигоритизированы, карбонатизированы, местами превращены в тальк-карбонатные породы. Эти данные не вызывают сомнений в том, что названные породы интрузива имеют ортомагматическое происхождение, в том числе пироксениты, наиболее ранние члены серии. Ясные геологические признаки магматического происхождения побудили нас предпринять детальное изучение минерального состава клинопироксенитов. Установлено, что породы содержат крупные (до 2–3 см) вкрапленники низкожелезистого ($Fe/(Fe+Mg) = 0.09$) низкоглиноземистого ($Al_2O_3 < 1\%$) хромдиопсида ($Cr_2O_3 = 0.5–0.6\%$). Вкрапленники имеют ясную зональность: к краю зерна железистость возрастает до 0.25, содержание Al_2O_3 – до 5%, а содержание Cr_2O_3 уменьшается до

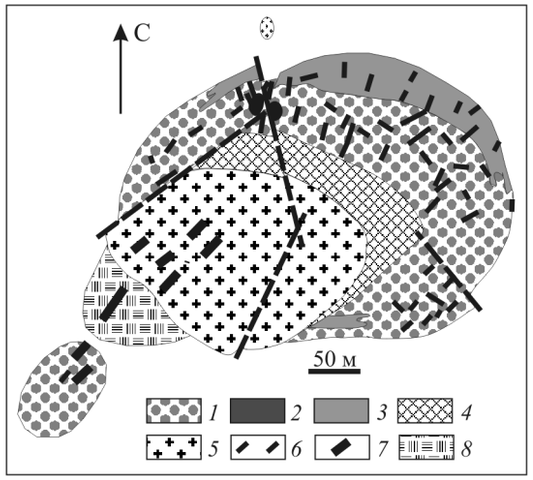


Рис. 1.29. Схема строения Молостовского интрузива (составлена Е.В. Пушкаревым и Г.Б. Ферштатером):
1 – оливиновый клинопироксенит; *2* – верлит; *3* – пироксен-роговообманковое меланогаббро; *4* – роговообманковое меланогаббро; *5* – граносиениты и гранодиориты; *6* – апогарцбургитовые тальк-карбонатные породы; *7* и *8* – дайки габбро и гранитоидов (соответственно). *Белое* – серпентинизированные гарцбургиты

0.1–0.2%. Эта зональность обусловлена кристаллизацией из меняющего состав расплава, а сами вкрапленники хромдиопсида представляют собой ликвидусную фазу. Они содержат включения хромшпинелида, которые являются продуктами распада первичного, еще более богатого хромом пироксена. Можно предположить, что кристаллизация пород началась в условиях гранатовой фации, где хромшпинелид неустойчив и растворяется в пироксене. Это предположение подтверждается валовым составом пород, отвечающим высокобарической оливин-диопсидовой котектике, а также наличием граната пироп-альмандин-гроссулярового состава, который относится к высокобарическому эклогитовому типу (Соболев, 1964).

Редкие вкрапленники оливина размером до 1.5 см также зональны: центральные части зерен представлены Fo_{88}, краевые – Fo_{80}. Оливины содержат магнетит-клинопироксеновые симплектиты (соотношение минералов ≈1:9), которые подробно описаны разными авторами и рассматриваются как продукты распада высокотемпературного обогащенного кальцием оливина, кристаллизация которого происходила при температуре выше 1300 °С. Этим значением определяется нижний температурный порог ликвидуса.

Диопсид основной массы имеет такой же состав, как и краевые зоны вкрапленников. Состав оливина $Fo_{80–75}$. Количественное соотношение минералов 4:1 отвечает Di–Ol-котектике при давлении около 20 кбар или немного больше (Presnall et al., 1978). Поздний парагенезис в пироксенитах представлен высокоглиноземистой роговой обманкой и магнетитом, заполняющими интерстиции между оливином и клинопироксеном. Магнетит содержит продукты распада твердого раствора, распределенные зонально: в центре зерен – выделения шпинели, затем – зона ульвошпинелевых вростков, а в краевой части локализуется ильменит. Эта зональность фиксирует смену в процессе кристаллизации магниевого магнетита титаномагнетитом. Последний вместе с роговой обманкой является продуктом кристаллизации остаточного расплава, обогащенного водой. С учетом количественных соотношений минералов рассчитан состав этого расплава, близкий к пикритобазальту, мас.%: SiO_2 – 36.7, TiO_2 – 1.5, Al_2O_3 – 12.7, Fe_2O_3 – 11.0, FeO – 9.9, MnO – 0.1, MgO – 14.8, CaO – 11.0, Na_2O – 1.3, K_2O – 1.0, Fe/Fe + Mg – 0.4. В процессе кристаллизации в расплаве и минералах уменьшается содержание хрома и магния, возрастает – титана, железа, алюминия. Расчетный состав субстрата отвечает верли-

ту, мас.%: SiO_2 – 44, TiO_2 – 0.4, Al_2O_3 – 3.8, Fe_2O_3 – 3.0, FeO – 6.0, MnO – 0.1, MgO – 31.3, CaO – 10.5, Na_2O – 0.4, K_2O – 0.2, Cr_2O_3 – 0.3, Fe/(Fe + Mg) – 0.14, который отличается повышенными значением отношения Ca/Al и железистостью по сравнению пиролитом.

Может возникнуть вопрос, каким образом данные по молостовским пироксенитам могут быть применены к пироксенитам ППУ, если иметь в виду очевидные различия в геологическом положении и минеральном составе тех и других. Действительно, ясных признаков интрузивного залегания клинопироксенитов ППУ нет, в них отсутствуют вкрапленники оливина и хромдиопсида, не столь отчетливо выражена последовательность кристаллизации, в частности зональность этих минералов. Главные общие особенности тех и других пород – сходство химического состава, отвечающего Di–Ol-котектике, и одинаковый набор породообразующих минералов (клинопироксен, оливин, роговая обманка, титаномагнетит). Много общего наблюдается и в составе главных минералов. Оливин варьируется по железистости $Fa_{10–20}$ и характеризуется низким содержанием никеля. Клинопироксен при железистости 0.09–0.17 содержит от 0.5 до 0.05% Cr_2O_3. Приблизительно совпадают и составы роговой обманки и магнетита. Различия между породами имеют фациальную природу. Молостовские пироксениты входят в состав небольших гипабиссальных интрузивов, а в ППУ они образуют крупные тела, медленно кристаллизовавшиеся на большой глубине и обладающие отожженными парагенезисами.

По валовому химическому составу начинающие эволюционный тренд оливиновые клинопироксениты ППУ отвечают раннему Ol–Cpx-парагенезису молостовского пироксенита, а более поздние клинопироксен-роговообманково-магнетитовые разности – составу поздних этапов кристаллизации молостовского пироксенита.

ИЛЬМЕНОГОРСКИЕ МИАСКИТЫ И КАРБОНАТИТЫ

Позднеордовикский возраст около 440 млн лет, как и у большей части пород Тагильской мегазоны, имеют миаскиты (Чернышев и др., 1987) и ассоциированные с ними карбонатиты Южного Урала, залегающие в метаморфических породах его допалеозойского фундамента (Левин и др., 1997; Краснобаев, 1986). Последние данные об изотопном возрасте миаскитов и ассоциированных с ними карбонатитов получены разными методами: Rb–Sr-возраст миаскитов – 437.8±8.2 млн лет ($^{87}Sr/^{86}Sr_{440}$ = 0.70339), Sm–Nd-возраст карбонатитов – 425±44 млн лет, εNd = 3.75 (Недосекова, Беляцкий, 2012). Близкий возраст, по данным этих авторов, имеют те генерации циркона, которые отвечают времени кристаллизации пород.

Одинаковый возраст, общность геологической позиции (те и другие залегают на допалеозойском основании, примыкая с востока к зоне Главного Уральского разлома), наличие фельдшпатоидных разностей среди пород Платиноносного пояса (Ферштатер, Пушкарев, 1992) и сиенитов Тагильской вулканогенной зоны, близкие изотопные характеристики указывают на общность обстановки формирования этих специфических образований. Возможно, породы Платиноносного пояса представляют собой ультрамафит-мафитовую составляющую миаскит-карбонатитовой серии, которую давно ищут исследователи последней (Русин и др., 2008), а структура, где залегают миаскиты и карбонатиты ильменогорского комплекса, является продолжением Тагильской рифтовой системы в допалеозойском континентальном блоке.

Вместе с тем необходимо отметить, что сиениты, в том числе нефелиновые, Тагильской мегазоны отличаются от миаскитов по генезису и фациальным условиям. Если первые представляют собой гипабиссальные дифференциаты базитовой магмы, то миаскиты – это продукты глубинного водного анатексиса (Левин, 1974). Последние имеют положительную аномалию Nb на спайдерграмме (рис. 1.30). Это отличает их от всех остальных магматитов Уральского орогена и, возможно, подтверждает отсутствие связи с субдукцией. Кроме того, миаскиты имеют в несколько раз более низкое содержание РЗЭ, примерно такое же, как у псевдолейцитовых тылаитов Платиноносного пояса. В отличие от нефелиновых сиенитов Кушвы, которые являются поздними дифференциатами известково-щелочных сиенитов, миаскиты не имеют отрицательной Eu-аномалии и по этому критерию могут рассматриваться как продукты прямых выплавок из деплетированной континентальной литосферы.

РЕФТИНСКИЙ ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ

Это самый крупный габбро-плагиогранитоидный массив на Урале (площадь около 1500 км^2). Он сложен тремя комплексами, которые образуют отдельные тела: габбровым, формирующим восточную часть массива, габбро-плагиогранитоидным, залегающим в его западной части, и комплексом параллельных диабазовых даек, разделяющим габброидный и гранитоидный фрагменты (рис. 1.31). Магматизм завершается формированием Хомутинского габбро-гранитного массива, прорывающего породы габбро-плагиогранитоидного комплекса. Подробное описание Рефтинского массива, выполненное В.Н. Смирновым, участником геологической съемки территории, приведено в работе «Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии» (1984).

В последнее время по цирконам из габброидов и гранитоидов Рефтинского массива, выделенным В.Н. Смирновым, испанскими коллегами П. Монтеро и Ф. Беа из Университета г. Гранада определен $^{207}Pb/^{206}Pb$-возраст этих минералов. Те и другие породы имеют одинаковый возраст 425–430 млн лет (Краснобаев и др., 2004, 2005), отвечающий венлоку, что хорошо согласуется с геологическими данными (Эвгеосинклинальные…, 1984). Такой же возраст получен и на ионном зонде Cameca IMS1270 профессором Ф. Беа для циркона, выделенного А.А. Краснобаевым из габбро и плагиогранитов габбро-плагиогранитоидного комплекса (см. табл. 1.1). При одинаковом возрасте и близкой морфологии (рис. 1.32) цирконы из габбро заметно обеднены ураном, что является хорошим подтверждением кристаллизации цирконов из разных по составу расплавов. Одинаковый возраст цирконов косвенно подтверждает идею о генетической связи габбро и гранитоидов. Pb/Pb-возраст гранодиорита из Хомутинского габбро-гранитоидного массива 405±8 млн лет (Ферштатер и др., 2007).

Габброидный фрагмент массива сложен расслоенными породами, залегающими практически вертикально. Преобладающие породы фрагмента – оливин-пироксеновые и пироксеновые габбро (табл. 1.11, ан. 1, 2) с редкими

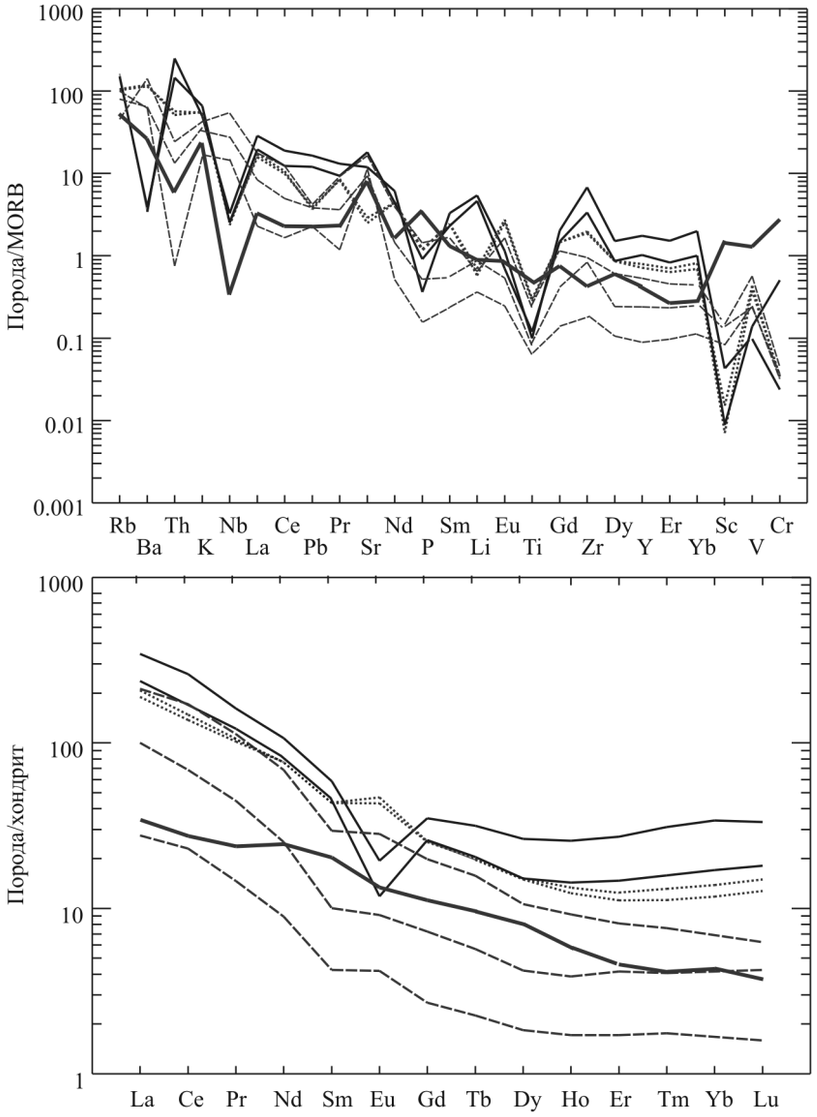


Рис. 1.30. Распределение редких и редкоземельных элементов в известково-щелочных сиенитах Тагильского массива (точечные линии), нефелиновых сиенитах Кушвинского массива (тонкие сплошные линии), в миаскитах (штриховые линии) и эпилейцитовом тылаите tg207 (полужирная сплошная линия)

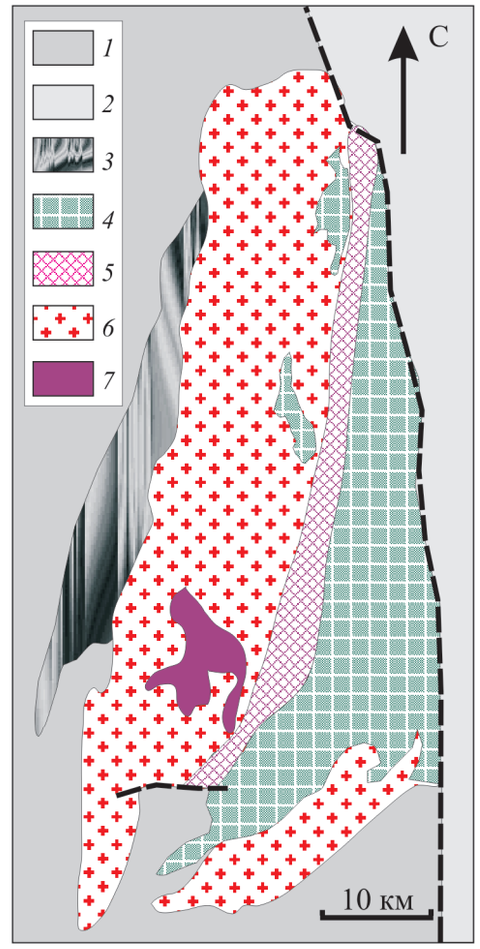


Рис. 1.31. Схема геологического строения Рефтинского массива (Эвгеосинклинальные…, 1984, с упрощениями и изменениями автора):
1 – протерозойские (?) и силурийские осадочные и вулканогенные породы; *2* – преимущественно раннекаменноугольные осадочные породы; *3* – гарцбургиты и габбро Баженовского офиолита; *4–6* – комплексы Рефтинского массива: *4* – габбровый, *5* – параллельные диабазовые дайки с габбровыми скринами, *6* – плагиогранитоидный; *7* – хомутинская габбро-гранитная серия

линзовидными прослоями верлитов и пироксенитов. Габбро этого комплекса – типичные представители высокобарических офиолитовых габброидов плутонического типа (Ферштатер, 1987), которые характеризуются высокими концентрациями CaO, MgO и образуют положительные аномалии K, Ba, Sr при отрицательных Nb, Zr на трендах распределения редких элементов. Их тренды распределения РЗЭ обладают положительным наклоном при примерно 10-кратно меньшем содержании РЗЭ по сравнению с MORB (рис. 1.33). Роговообманковые габбро габбро-плагиогранитоидного комплекса по содержанию петрогенных элементов близки к низкобарическим офиолитовым габбро вулканоинтрузивной группы (Ферштатер, 1987) и по своему составу приближаются к MORB (см. рис. 1.33, *а*, *в*, тренд 25).

На западе габброиды контактируют с зоной параллельных диабазовых даек, которая ранее при геологической съемке была интерпретирована как зона силурийских вулканитов. Эта зона образована пакетами диабазовых даек (см. табл. 1.11, ан. 4), скрины между которыми сложены амфиболизированными габбро-норитами (ан. 3). И габброиды, и диабазы местами сильно родингитизированы и замещены эпидот-гранатовым агрегатом. Сравнительно редкие дайки плагиогранитов (ан. 5, 6) рассекают как сами базиты, так и замещающие их родингиты. Контакты описываемого фрагмента с габброидами и гранитоидами непосредственно не наблюдались. По-видимому, они тектонические. Амфиболизированные габбро-нориты из скринов по своим петро- и геохимическим параметрам являются промежуточными между пироксеновыми и роговообманковыми габбро. Обращает на себя внимание высокое содержание в породах K_2O, что, однако, не сказывается на трендах распределения РЗЭ (см. рис. 1.33, *б*, *г*). Габбро из скринов (обр. 20) имеет тренд РЗЭ, подобный пироксеновому габбро восточной части массива 79-26, но примерно с двукратным

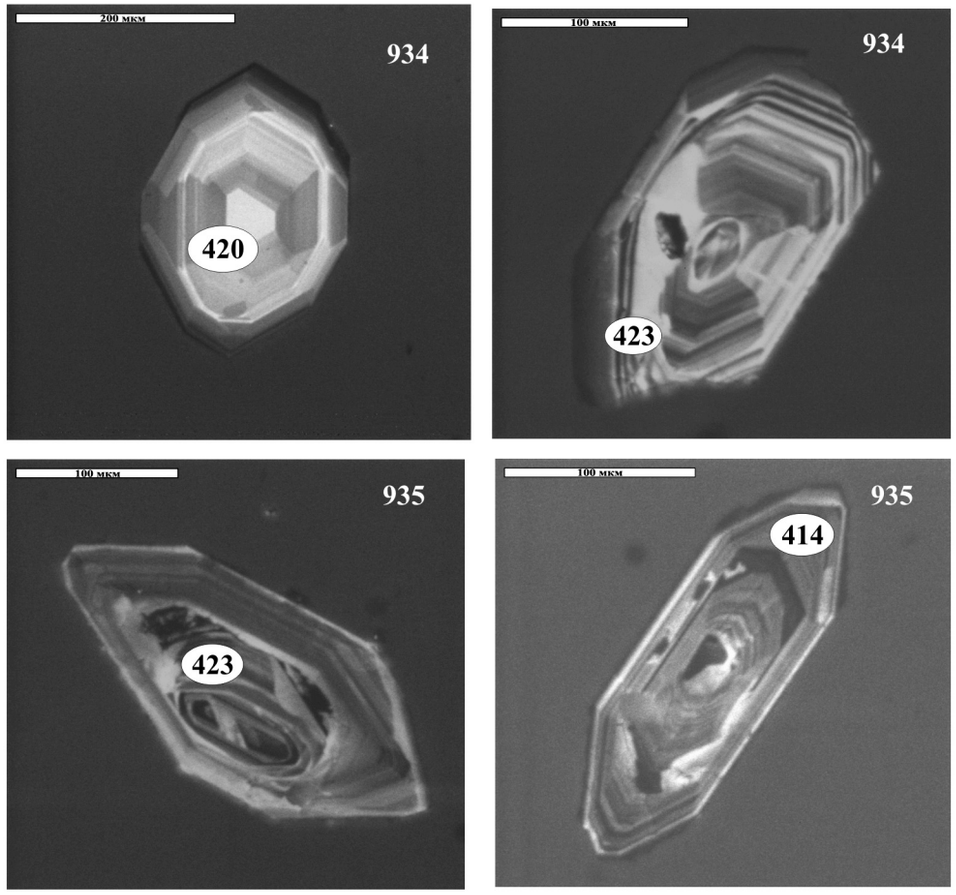


Рис. 1.32. Катодолюминесцентные изображения зерен циркона из габбро к934 и плагиогранита к935.
Цифры в овалах – возраст, млн лет

превышением по концентрации. Тренды распределения редких элементов и РЗЭ в жильных диабазах подобны габбро из скринов (положительные аномалии K, Ba и Sr, отрицательные – Nb и Zr), но тренд распределения РЗЭ в точности отвечает MORB и по концентрации элементов, и по форме.

Габбро-плагиогранитоидный комплекс слагает западную часть массива. Преобладающими породами являются роговообманковые тоналиты (табл. 1.11, ан. 10, 11), содержащие многочисленные ксенолиты роговообманковых габбро и прорванные сравнительно редкими дайками плагиогранитов, которые местами образуют и довольно крупные интрузивные тела. Западный контакт плагиогранитоидов с офиолитами Баженовского массива интрузивный, что позволяет надежно определить верхний возрастной предел последних как среднесилурийский. В западной части, по данным В.Н. Смирнова (Эвгеосинклинальные…, 1984), преобладают сравнительно однородные гранитоиды

Таблица 1.11

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в породах Рефтинского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	49.18	46.1	48.79	49.99	77.16	76.69	47.46	51.42	55.55	66.85	67.48	49.8	67.32
TiO_2	0.19	0.13	0.39	0.82	0.16	0.13	1.31	0.76	0.41	0.53	0.35	0.7	0.24
Al_2O_3	19.08	19.36	19.8	14.84	12.86	13.06	17.7	22.42	13.54	15.82	16.31	18.48	16.29
FeO	4.64	4.79	5.25	9.22	0.55	1.26	10.67	6.22	6.29	4.56	3.6	6.63	3
MnO	0.11	0.09	0.09	0.11	0.02	0.03	0.17	0.13	0.13	0.08	0.11	0.05	0.07
MgO	7.33	11.12	6.83	7.99	0.33	0.43	6.03	2.53	9.29	1.14	1.39	8.76	0.54
CaO	15.72	13.66	12.39	10.23	1.99	1.45	8.8	8.72	9.4	4.67	4.79	10.8	1.85
Na_2O	0.63	0.86	2.09	2.89	5.37	5.34	3.21	4.08	2.53	3.82	4.46	2.82	6.44
K_2O	0.05	0.03	1.03	0.27	0.16	0.35	0.08	0.07	0.14	0.15	0.29	0.2	2.52
P_2O_5	0.02	0.01	0.03	0.06	0.02	0.03	0.07	0.19	0.06	0.12	0.09	0.05	0.05
П.п.п.	2.33	3.5	2.52	1.36	0.72	0.78	2.15	2.29	1.54	0.91	0.92	1.17	1.02
Li	2.75	1.87	2.84	1.09	0.56	0.90	1.82	4.06	0.61	0.51	2.41	2.26	2.73
Rb	1.64	1.62	14.49	3.02	2.11	4.18	2.15	2.02	2.15	2.64	3.24	2.49	8.88
Cs	0.31	0.08	0.41	0.10	0.14	0.23	0.08	0.18	0.11	0.10	0.07	0.05	0.05
Be	0.27	0.27	0.27	0.47	1.07	1.47	0.47	0.47	0.47	0.67	0.87	0.47	2.28
Sr	210.1	130.0	150.0	120.1	76.6	65.4	225.7	326.3	163.1	233.1	359.4	507.1	63.4
Ba	26.1	27.2	201.8	43.5	232.5	165.5	50.0	51.8	66.8	72.8	244.5	55.9	869.3
Sc	49.1	29.7	35.8	44.5	4.5	4.3	72.5	10.3	40.9	4.2	11.7	35.1	9.0
V	160.7	85.1	150.8	283.5	16.6	17.2	446.2	188.8	164.8	70.3	65.1	115.2	7.0
Cr	368.9	892.7	676.3	290.5	1.6	1.6	6.9	3.6	374.0	2.8	1.6	226.4	5.2
Co	21.54	38.11	23.33	36.75	1.35	1.68	39.11	16.77	35.68	8.07	6.45	30.1	1.2
Ni	89.9	258.2	115.7	86.4	2.4	0.9	6.3	2.2	127.6	2.8	1.5	68.2	3.5
Cu	208.8	46.5	7.8	19.5	8.7	10.2	42.5	12.7	56.2	18.9	7.7	43.97	9.53
Zn	23.51	22.68	34.40	16.19	2.05	4.64	86.11	56.94	60.02	43.68	35.91	28.36	45.86
Ga	13.40	10.93	13.31	13.90	11.43	13.11	19.14	21.12	12.12	15.38	16.03	13.80	20.32
Y	6.45	4.46	10.74	20.96	15.74	10.97	29.32	4.48	10.73	3.69	14.04	10.31	22.84
Nb	0.18	0.16	0.31	0.58	2.58	3.55	0.76	0.52	0.57	0.57	1.50	1.39	7.95
Ta	0.03	0.03	0.06	0.06	0.27	0.31	0.04	0.04	0.04	0.03	0.09	0.14	0.37
Zr	59.3	8.2	21.5	44.8	73.3	69.0	30.2	12.2	37.4	216.5	101.1	39.0	158.3
Hf	2.70	0.39	1.09	2.24	2.96	2.77	1.33	0.45	1.64	7.70	3.86	1.14	3.00
Sn	0.14	0.47	1.38	1.23	0.61	1.09	0.57	0.42	0.66	0.47	0.66	0.66	4.11
Pb	0.91	0.51	2.66	1.31	4.61	4.75	1.63	1.51	1.79	1.13	4.41	1.12	10.42
U	0.04	0.01	0.03	0.03	0.99	0.97	0.02	0.03	0.09	0.15	0.41	0.12	1.09
Th	0.08	0.07	0.08	0.09	5.47	4.65	0.07	0.09	0.17	0.29	1.67	0.25	3.90

Окончание табл. 1.11

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
La	0.34	0.27	0.54	1.23	13.70	12.39	1.35	1.33	1.97	2.08	10.08	2.68	13.76
Ce	1.08	0.74	2.21	4.93	32.47	25.84	4.54	3.29	4.93	4.68	18.88	6.48	37.75
Pr	0.19	0.14	0.42	0.93	3.17	2.84	0.91	0.48	0.68	0.60	2.25	0.92	3.79
Nd	0.98	0.76	2.41	5.16	11.99	10.67	6.07	2.41	3.18	2.63	9.46	4.50	14.54
Sm	0.40	0.32	1.01	1.76	2.13	1.82	2.78	0.74	0.91	0.61	2.03	1.29	3.16
Eu	0.34	0.28	0.52	0.77	0.39	0.37	1.13	0.82	0.48	0.59	0.79	0.70	1.41
Gd	0.77	0.57	1.43	2.61	2.05	1.69	4.14	0.82	1.38	0.67	2.05	1.59	3.36
Tb	0.14	0.11	0.26	0.48	0.32	0.26	0.77	0.13	0.25	0.10	0.33	0.26	0.53
Dy	1.02	0.70	1.75	3.27	2.13	1.59	5.14	0.73	1.68	0.59	2.10	1.75	3.63
Ho	0.21	0.15	0.38	0.72	0.48	0.34	1.10	0.15	0.37	0.12	0.47	0.37	0.76
Er	0.60	0.41	1.10	2.05	1.44	1.02	2.95	0.41	1.02	0.31	1.34	0.96	2.23
Tm	0.10	0.06	0.17	0.32	0.26	0.18	0.43	0.06	0.17	0.06	0.22	0.15	0.37
Yb	0.59	0.38	1.03	2.06	1.86	1.31	2.61	0.38	1.03	0.35	1.41	0.97	2.47
Lu	0.09	0.06	0.16	0.33	0.33	0.24	0.39	0.06	0.17	0.05	0.24	0.15	0.41

Примечание. 1, 2 – габбровый комплекс: 1 – пироксеновое габбро 79-26, 2 – пироксен-роговообманковое габбро 22; 3–6 – комплекс параллельных диабазовых даек: 3 – пироксен-роговообманковое габбро скрина 20, 4 – диабаз 21, 5 и 6 – дайки плагиогранитов 18 и 19 соответственно; 7 – 11 – габбро-плагиогранитоидный комплекс: 7, 8 – роговообманковое габбро 25, 26 соответственно, 9 – кварцевый диорит 23, 10 и 11 – тоналиты 24 и 27 соответственно; 12, 13 – Хомутинский габбро-гранитный массив.

плагиогранодиоритового (трондьемитового) состава. Если разнообразие пород в этом комплексе пород рассматривать как результат кристаллизационной дифференциации, то общее «покисление» пород к западу можно трактовать как результат того, что здесь находится верхняя часть массива.

Тренды распределения редких элементов в гранитоидах имеют примерно те же особенности, что и в габбро: положительные аномалии K, Ba и отрицательные – Nb, Ti, Zr (только для тоналитов). Тренды РЗЭ в отличие от габбровых имеют отрицательный наклон в легкой области спектра и $(Gd/Lu)_N$-отношение, равное примерно 1.

Породы Хомутинского массива по возрасту и особенностям состава (см. табл. 1.11, ан. 12, 13) близки к рассмотренным породам габбро-диорит-гранитоидной серии горы Ермакова ППУ и ауэрбаховской серии ТВЗ. Повышенное содержание калия резко отличает их от пород собственно Рефтинского массива.

Приведенные данные подтверждают высказанное выше предположение о том, что габбровый, дайковый и габбро-плагиогранитоидный комплексы представляют собой фрагменты ранее единого разреза. Их современное положение примерно соответствует первичному залеганию при общем западном наклоне Рефтинского массива. Реконструированное первичное строение массива (снизу вверх): габбро-нориты (в том числе оливиновые) с «прослоями» верлитов и пироксенитов (I) – комплекс параллельных диабазовых даек (II) – роговообманковые габбро и плагиогранитоиды (III).

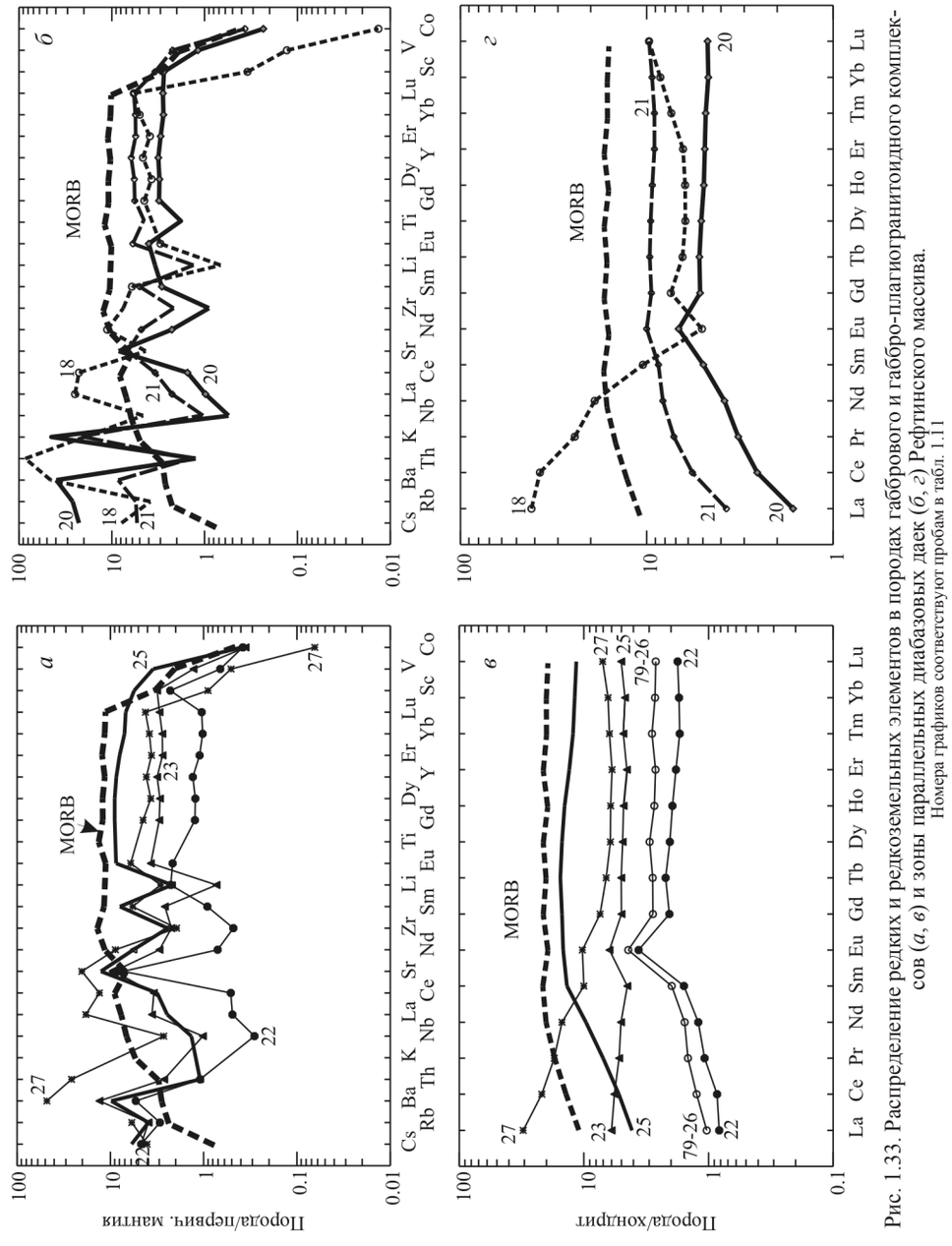


Рис. 1.33. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах габбрового и габбро-плагиогранитоидного комплексов (*а*, *в*) и зоны параллельных диабазовых даек (*б*, *г*) Рефтинского массива.
Номера графиков соответствуют пробам в табл. 1.11

Особенности строения и состава Рефтинского массива и возраст слагающих его пород позволяют предположить его первоначальную пространственную связь с магматическими комплексами Тагильской мегазоны и формирование в Тагильском задуговом бассейне. Возможно, он представляет собой часть офиолитового комплекса, обдуцированного в восточную часть Уральского орогена.

Можно полагать, что такую же тектоническую природу имеет и **Курманский** габбро-трондьемитовый массив, расположенный непосредственно к югу от Каменского (см. главы 4, 8, рис. 6.6) и ранее рассматривавшийся нами как часть последнего. Новые данные о возрасте пород свидетельствуют об их принадлежности к самостоятельному эпизоду магматизма. Массив плохо обнажен и доступен для изучения только в Курманском карьере, расположенном в одноименном поселке. Эта часть массива сложена преимущественно трондьемитами (табл. 1.12, ан. 1, 2), местами переходящими в грандиориты, которые содержат блоки – ксенолиты мигматизированных роговообманковых габброидов и диоритов – и прорваны дайками габбро и диоритов такого же состава (табл. 1.12, ан. 3–6). Трондьемиты представлены среднезернистыми биотитовыми разностями с первичным эпидотом, акцессорные – сфен и апатит. Типоморфным для структуры этих пород и всех гранитоидов является наличие межзернового мелкозернистого аллотриоморфного кварц-полевошпатового агрегата. По составу плагиоклаз крупных таблиц и межзернового агрегата сходен и отвечает олигоклазу, в обоих случаях его характеризует зональность,

Таблица 1. 12

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в породах Курманского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	71.50	72.55	50.95	50.69	59.68	50.40	51.14	64.85
TiO_2	0.36	0.287	0.663	0.70	0.48	0.73	0.67	0.44
Al_2O_3	14.03	13.18	16.37	16.97	16.59	16.37	17.21	16.13
Fe_2O_3	Не опр.	3.02	8.80	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	3.13	0.50	4.60	11.77	7.40	12.33	11.32	5.67
MnO	0.08	0.04	0.156	0.13	0.09	0.17	0.16	0.07
MgO	1.01	1.44	4.51	4.70	2.57	6.04	5.20	2.10
CaO	2.78	2.88	8.62	10.03	6.13	7.03	8.51	5.44
Na_2O	3.9	4.78	3.36	2.3	3.7	2.6	2.6	4.0
K_2O	1.14	0.71	0.42	0.60	0.73	1.76	1.05	0.84
P_2O_5	0.07	0.07	0.15	0.23	0.15	0.17	0.11	0.11
П.п.п.	0.24	0.50	1.10	0.54	1.06	0.74	0.28	0.25
Li	9.90	13.40	10.04	14.84	6.88	22.01	9.55	21.85
Rb	13.10	10.46	9.46	9.60	18.23	23.68	13.35	40.71
Cs	0.21	0.40	1.28	0.98	1.65	2.87	0.61	1.53
Be	0.62	0.67	0.54	0.71	0.60	0.61	0.78	3.23

Окончание табл. 1. 12

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Sr	177.2	246.6	504.7	727.1	573.6	512.4	532.1	2370
Ba	1170	515.0	202.6	510.3	335.6	730.7	576.0	2351.2
Sc	7.46	5.25	24.52	32.22	16.11	23.05	26.20	53.01
V	34.44	44.28	285.4	364.0	161.7	238.7	228.1	556.4
Cr	4.94	6.56	8.97	60.66	10.16	5.95	35.90	40.67
Co	3.83	5.05	30.50	29.97	9.72	26.69	16.96	41.42
Ni	1.99	0	2.38	18.10	4.49	7.58	128.7	22.22
Cu	20.60	31.45	60.30	55.41	39.04	38.42	11.47	237.83
Zn	28.63	15.56	49.79	56.34	33.23	70.00	50.94	118.90
Ga	12.53	13.90	16.30	18.72	14.56	17.10	19.10	68.47
Y	13.54	10.62	15.31	26.96	17.14	18.73	31.06	59.51
Nb	2.67	2.06	0.99	1.99	1.66	1.51	2.37	7.51
Ta	0.12	0.13	0.07	0.11	0.10	0.06	0.10	0.63
Zr	24.64	32.53	11.45	21.71	15.66	44.12	8.62	245.80
Hf	0.77	0.93	0.50	0.78	0.50	1.15	0.44	6.10
Mo	0.12	0.26	0.17	0.47	0.33	0.15	0.06	0.60
Sn	0.50	0.70	1.03	1.15	0.98	1.13	1.09	3.48
Pb	4.16	4.13	2.20	2.04	3.67	5.45	3.47	16.59
U	0.98	1.08	0.73	1.17	0.98	3.75	2.13	5.02
Th	2.54	2.24	1.29	1.82	2.47	5.22	2.24	13.70
La	13.02	13.44	9.20	14.67	8.34	15.69	12.55	45.67
Ce	30.61	26.18	23.55	45.95	19.81	40.80	36.55	111.90
Pr	3.20	3.05	3.51	6.11	2.57	4.63	4.52	12.41
Nd	12.96	11.60	15.96	30.06	11.46	20.22	20.01	51.57
Sm	2.59	2.40	4.14	7.45	2.64	4.24	4.48	10.62
Eu	0.74	0.76	1.21	2.01	0.80	1.07	1.18	3.35
Gd	2.23	1.64	3.45	6.47	2.50	3.36	4.03	9.27
Tb	0.35	0.26	0.47	0.85	0.42	0.52	0.68	1.54
Dy	2.41	1.94	2.94	4.94	2.95	3.37	4.70	10.47
Ho	0.49	0.39	0.58	0.92	0.62	0.68	1.00	2.23
Er	1.39	1.29	1.67	2.43	1.84	1.91	2.93	6.44
Tm	0.20	0.17	0.22	0.33	0.28	0.28	0.45	0.96
Yb	1.35	1.18	1.55	2.09	1.82	1.78	3.04	6.31
Lu	0.20	0.21	0.22	0.30	0.27	0.26	0.45	0.97

Примечание. 1 и 2 – трондьемиты 412 и 428 соответственно; 3 и 4 – блоки-ксенолиты габбро 427 и 413 соответственно; 5 – кварцевый диорит 492; 6 – дайка микрогаббро 401; 7 и 8 – меланосома 407 и лейкосома 408 в блоке габбро соответственно.

прямая и ритмическая. Появление такого кварц-полевошпатового агрегата обусловлено анатексисом – процессом частичного плавления породы, в которой он находится.

Мигматитовая текстура в гранитоидах выражена слабо, и это означает, что расплав, образованный при частичном плавлении, в основном сохранился in situ. Скопление флюида в верхней части массива привело к интенсивной гидротермальной переработке пород, которые по зонам трещиноватости сильно пиритизированы (совместно с пиритом развиваются висмутин, блеклые руды, молибденит), альбитизированы, эпидотизированы, скарнированы (состав скарнов – эпидот, амфибол, пренит, изредка гранат, волластонит), цеолитизированы.

Макроскопические обособления анатектического расплава наблюдаются только в блоках габброидов и диоритов и в дайках. Наиболее сильно частичному плавлению подвержены породы диоритового состава, превращающиеся в своеобразные мигматиты с включениями мелкозернистых габбровых и диоритовых реститов. Такие мигматизированные гетерогенные породы характеризуются неустойчивой микроструктурой, образованной частичным плавлением: участки магматического облика (таблицы плагиоклаза, переполненные мелкими включениями темноцветных минералов и соссюрита, и идиоморфные выделения амфибола и биотита, кварц) цементируются мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом такого же минерального состава и структуры, как в трондьемитах. Второстепенные и акцессорные минералы в породах – эпидот, апатит, сульфиды.

Из блока среднезернистого роговообманкового габбро и лейкократовых обособлений в нем (участок показан на рис. 1.34) были отобраны пробы габбро 427 и трондьемита 428, из которых сотрудником лаборатории петрологии А. Мукатовой выделен циркон, проанализированный в лаборатории IBERSIMS университета г. Гранада на приборе SHRIMP-II. Результаты представлены на рис. 1.35 и в табл. 1.13.

В обоих пробах цирконы представлены призматическими зональными зернами магматического облика. Расчетный $^{238}U/^{206}Pb$-возраст габбро на ^{204}Pb составляет 411±2 млн лет ($^{235}U/^{207}Pb$ = 407±2 млн лет), а трондьемита – 405±4 млн лет ($^{235}U/^{207}Pb$ = 411±±8 млн лет). Полученные значения отвечают раннему девону (эмсу) и в пределах ошибки измерений очень близки для габбро (протолита) и продукта его частичного плавления – трондьемита. Эти значения соответствуют времени внедрения богатого водой базитового расплава, его кристаллизации в виде роговообманкового габбро, парциального плавления

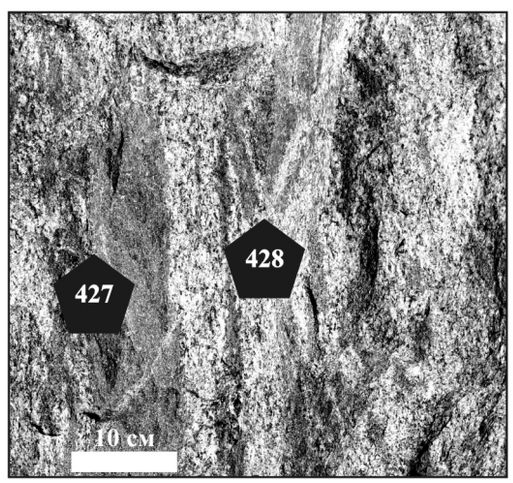


Рис. 1.34. Фото участка блока мигматизированного роговообманкового габбро 427 с трондьемитовой лейкосомой 428 (Курманский карьер)

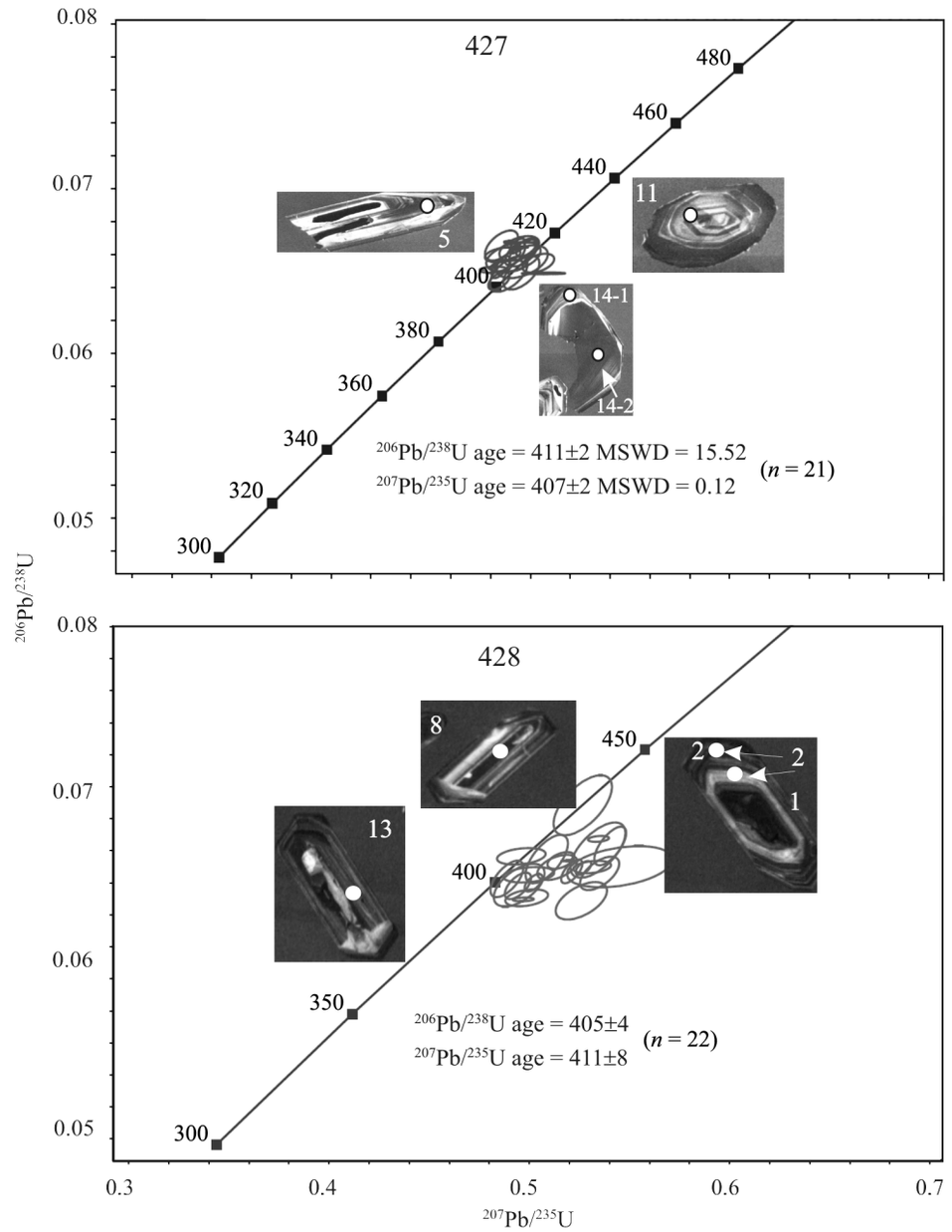


Рис. 1.35. Возрастные диаграммы с конкордией и катодолюминесцентные изображения цирконов из мигматизированного амфиболового габбро 427 и продукта кристаллизации анатектического расплава трондьемита 428.
Значения возраста приведены с учетом поправок на ^{204}Pb. Анализы выполнены в лаборатории IBERSIMS Университета г. Гранада (Испания) на приборе SHRIMP-II проф. П. Монтеро

Таблица 1.13

Изотопные характеристики циркона из габбро и тронджемита Курманского массива

Номер зерна	U	Th	^{206}Pb	Отношения изотопов			Возраст, млн лет		
	ppm			$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$
Пр. мз-427, габбро									
10.1	349.4	195.9	20.2	0.05429	0.06682	0.50023	373.9±12	416.9±1.1	410.3±2.2
11.1	245.8	112.8	13.9	0.05581	0.06549	0.50395	435.3±27.2	408.8±2.6	412.8±4.9
12.1	149.4	52.3	8.5	0.05412	0.06586	0.49146	286.7±80.8	410.1±4.2	392.1±12.5
13.1	386.7	119.6	21.8	0.05363	0.06509	0.48129	293.5±45.6	405.8±1.0	389.5±6.8
14.1	725.5	221.6	41.0	0.05391	0.06526	0.48504	337.9±16.8	407.2±2.6	397.0±3.6
14.2	1017	865.0	58.8	0.05313	0.06678	0.48914	310.5±19.2	416.4±0.3	400.6±3.0
15.1	591.7	300.9	33.8	0.05342	0.06599	0.48608	362.9±56.2	412.2±2.2	404.8±8.8
16.1	679.7	474.2	38.6	0.05484	0.06558	0.49582	369.7±47.2	409.0±4.4	403.2±8.2
17.1	168.9	57.9	9.5	0.05536	0.06490	0.49544	350.1±145	404.5±4.5	396.5±22.6
18.1	661.7	450.7	38.0	0.05402	0.06638	0.49442	305.3±61.8	413.5±3.4	397.5±9.6
19.1	624.3	411.5	35.3	0.05395	0.06534	0.48601	333.5±40.4	407.6±1.6	396.7±6.2
2.1	373.7	117.2	21.0	0.05471	0.06483	0.48908	308.1±29.0	403.9±4.5	390.0±5.7
22.1	1124	1007	64.6	0.05435	0.06646	0.49802	337.9±13.0	414.2±2.3	402.8±3.0
23.1	366.3	116.8	21.1	0.05290	0.06656	0.48548	324.5±22.6	415.4±3.9	401.8±4.7
24.1	559.0	359.7	32.0	0.05445	0.06613	0.49648	389.7±17.2	412.8±3.4	409.3±4.1
3.1	380.9	190.4	21.2	0.05452	0.06441	0.48416	379.9±49.8	402.2±2.3	398.9±7.8
4.1	722.2	425.1	41.6	0.05379	0.06654	0.49354	346.9±15.6	415.1±1.8	404.9±3.0
5.1	1221	723.2	69.8	0.05406	0.06605	0.49238	359.3±21.0	412.1±2.7	404.2±4.0
6.1	667.1	366.1	38.4	0.05409	0.06645	0.49560	329.1±24.4	414.2±0.2	401.5±3.7
7.1	414.1	229.8	23.4	0.05429	0.06531	0.48882	303.7±24.4	406.9±1.8	391.8±8.5
8.1	304.5	142.7	17.1	0.05664	0.06487	0.50657	238.7±45.4	402.4±0.3	379.1±6.5
Пр. мз-428, тронджемит									
1.1	589.7	322.4	33.1	0.05588	0.06469	0.49841	447.5±15.2	404.1±1.7	410.6±3.0
10.1	730.8	685.6	40.5	0.05474	0.06383	0.48172	401.5±16.4	398.9±2.2	399.3±3.4
11.2	560.4	131.7	31.7	0.05773	0.06538	0.52040	519.5±10.6	408.2±0.1	425.4±2.1
12.1	118.4	33.8	6.7	0.05128	0.06537	0.46220	253.5±41	408.2±2.9	385.8±21.0
13.1	109.1	32.0	6.1	0.05994	0.06493	0.53658	601.3±89.2	405.5±6.1	436.2±16.2
14.1	341.7	137.2	19.1	0.05170	0.06414	0.45725	272.1±75.6	400.8±2.4	382.3±11.0
15.1	726.0	222.7	40.8	0.05584	0.06484	0.49921	446.1±38.0	405.0±3.5	411.2±6.8
17.1	288.8	104.4	16.0	0.05349	0.06359	0.46896	349.5±81.8	397.4±3.4	390.5±12.5
18.1	486.9	181.9	27.6	0.05148	0.06493	0.46087	262.3±104	405.6±2.6	384.9±15.4
19.1	228.6	94.0	12.5	0.05661	0.06291	0.49105	476.3±17.8	393.3±0.6	405.6±3.0
2.1	481.9	267.1	27.1	0.05696	0.06479	0.50886	489.9±32.0	404.7±1.8	417.7±5.5

Окончание табл. 1.13

Номер зерна	U	Th	^{206}Pb	Отношения изотопов			Возраст, млн лет		
	ppm			$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$
2.2	564.4	285.7	32.4	0.05807	0.06621	0.53009	532.3±8.0	413.3±4.5	431.9±4.4
20.1	172.3	209.8	9.4	0.05640	0.06299	0.48980	468.1±58.0	393.8±2.6	404.8±9.3
21.1	219.4	114.8	12.2	0.05433	0.06417	0.48071	384.7±33.0	400.9±4.4	398.6±6.4
22.1	1026	809.3	61.2	0.05435	0.06874	0.51516	385.7±33.0	428.6±7.5	421.9±8.2
23.1	370.1	132.1	20.5	0.05560	0.06380	0.48913	436.5±76.2	398.7±5.6	404.3±12.8
4.1	128.0	32.0	7.0	0.05942	0.06278	0.51432	582.5±66.6	392.5±5.0	421.3±11.8
4.2	151.6	67.7	8.5	0.05950	0.06454	0.52950	585.5±31.2	403.2±4.3	431.5±6.6
5.2	592.5	257.5	33.2	0.05807	0.06468	0.51786	532.3	404.0±2.8	423.7±3.9
6.1	382.3	126.0	22.1	0.05787	0.06673	0.53243	524.9	416.4±3.1	433.4±40.3
8.2	101.7	29.3	5.8	0.05795	0.06598	0.52716	527.7	411.9±6.8	429.9±10.9
9.1	314.9	165.3	17.8	0.05249	0.06517	0.47164	306.9	407.0±5.8	392.3±5.8

Таблица 1.14

Состав минералов из пород Курманского массива

Номер пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	*f*
Биотит											
401/1	36.22	1.94	14.85	18.84	0.2	11.94	0.06	0.15	9.16	95.9	0.47
403/1	37.27	2.1	15.14	17.84	0.24	12.87	-0.01	0.13	9.27	96.19	0.44
403/2	36.65	2.16	15	18.02	0.21	12.68	0.06	0.12	9.1	99.58	0.44
404/1	36.05	1.2	15.17	15.51	0.09	13.17	0.05	0.08	9.09	96.67	0.40
404/2	35.86	1.88	14.77	16.55	0.12	12.33	0.01	0.09	9.22	96.6	0.43
404/3	35.76	1.69	15.22	17.35	0.09	12.41	0.06	0.13	8.93	84.2	0.44
405/1	49.08	0.77	17.22	8.4	0.12	6.35	0.21	0.05	11.22	99.5	0.43
407/1	36.19	1.98	15.19	16.38	0.13	13.12	0.06	0.16	8.54	94.73	0.41
408/1	35.95	1.42	15.64	15.93	0.12	13.2	0.1	0.17	8.57	97.73	0.40
412/1	35.95	2.56	15.65	19.95	0.57	9.59	0.03	0.14	9.74	94.24	0.54
412/2	35.95	2.56	15.65	19.95	0.57	9.59	0.03	0.14	9.74	94.24	0.54
412/3	36.16	2.43	15.55	20.16	0.5	9.44	0.03	0.1	9.8	95.36	0.55
413/1	37.05	1.95	15.61	16.82	0.06	13.33	0.01	0.15	9.13	Не опр.	0.42
Амфибол											
401/1	42.79	0.41	11.95	17.63	0.31	10.03	11.15	1.46	0.45	96.22	0.50
401/2	43.45	0.35	11.39	17.01	0.39	10.26	10.87	1.71	0.34	95.9	0.48
403/1	42.06	0.46	12.06	18.73	0.54	9.02	10.84	1.68	0.46	96.19	0.54
403/2	41.2	0.49	12.76	18.05	0.62	8.65	10.54	1.69	0.39	94.46	0.54
403/3	41.8	0.34	13.31	18.34	0.61	8.56	10.34	1.8	0.32	95.47	0.55

Номер пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	*f*
404/1	42.57	0.32	12.64	17.82	0.44	9.86	10.88	1.76	0.32	96.67	0.50
404/2	43.15	0.46	11.57	17.89	0.28	10.22	11.34	1.4	0.53	96.92	0.50
404/3	43.15	0.46	11.57	17.89	0.28	10.22	11.34	1.4	0.53	96.92	0.50
405/1	41.04	0.39	13.15	16.48	0.28	9.13	10.43	1.45	0.33	92.7	0.50
407/1	41.88	0.43	12.74	17.41	0.35	9.05	10.92	1.47	0.36	94.66	0.52
407/2	44.14	0.46	11.65	16.82	0.34	10.44	11.11	1.35	0.28	96.61	0.47
407/3	42.48	0.39	13.49	17.44	0.38	9.37	10.64	1.64	0.32	96.18	0.51
408/1	39.95	0.29	13.49	15.92	0.38	8.59	9.79	1.72	0.44	90.74	0.51
408/2	39.67	0.39	13.6	15.48	0.3	8.42	10.04	1.55	0.36	89.89	0.51
408/3	40.19	0.35	13.67	17.36	0.4	8.49	10.45	1.51	0.34	93.21	0.53
408/4	39.95	0.29	13.87	16.03	0.37	8.84	10.22	1.62	0.34	92.17	0.50
408/5	39.54	0.25	13.82	16.43	0.33	8.35	9.99	1.55	0.36	90.79	0.52
413/1	41.76	0.36	14.32	17.67	0.27	8.93	10.94	1.57	0.38	96.3	0.53
413/2	41.99	0.4	14.4	17.8	0.29	8.93	10.76	1.65	0.43	96.68	0.53

Номер пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	An
Плагиоклаз											
401/1-s	62.23	Не опр.	23.36	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4.59	8.84	0.14	99.64	22
401/2-s	63.44	–“–	22.65	–“–	–“–	–“–	3.91	9.34	0.12	100.14	19
401/3-s	62.35	–“–	23.06	–“–	–“–	–“–	4.27	9.01	0.16	99.15	21
403/1-b	59.61	–“–	22.73	–“–	–“–	–“–	6.25	7.84	0.06	97.46	30
403/2-s	62.17	–“–	23.57	–“–	–“–	–“–	5.05	8.62	0.1	99.71	24
403/3-s	63.43	–“–	22.76	–“–	–“–	–“–	3.99	9.23	0.11	99.59	19
403/4-s	62.27	–“–	23.79	–“–	–“–	–“–	4.97	8.81	0.12	100.08	24
404/1-s	62.85	–“–	22.18	–“–	–“–	–“–	4.15	9	0.13	98.49	20
404/2-s	62.46	–“–	22.93	–“–	–“–	–“–	4.68	8.99	0.12	Не опр.	22
405/1-b	59.21	–“–	23.11	–“–	–“–	–“–	5.63	7.96	0.05	96.05	28
405/2-b	59.5	–“–	22.95	–“–	–“–	–“–	5.51	8.09	0.07	96.22	27
405/3-b	59.13	–“–	23.31	–“–	–“–	–“–	5.76	7.92	0.09	96.54	29
407/1-s	61.44	–“–	23.45	–“–	–“–	–“–	5.08	8.59	0.08	98.73	25
407/2-s	62.41	–“–	23.11	–“–	–“–	–“–	4.27	9.1	0.08	99.25	20
407/3-s	61.42	–“–	24.44	–“–	–“–	–“–	5.77	8.25	0.07	100.24	28
407/4-b	61.65	–“–	24.18	–“–	–“–	–“–	5.48	8.34	0.07	99.84	27
408/1-b	59.62	–“–	24.08	–“–	–“–	–“–	5.96	7.78	0.18	97.73	29
408/2-b	58.38	–“–	24.13	–“–	–“–	–“–	6.26	7.67	0.13	96.84	31
408/3-b	58.63	–“–	24.01	–“–	–“–	–“–	6.5	7.65	0.07	96.93	32

Номер пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	An
408/4-b	57.4	Не опр.	23.63	Не опр.	Не опр.	Не опр.	6.32	7.44	0.1	95.37	32
412/1	63.68	–“–	22.1	–“–	–“–	–“–	3.69	9.14	0.31	99.01	18
412/2	62.4	–“–	21.98	–“–	–“–	–“–	4.07	7.86	0.26	96.58	22
413/1	60.4	–“–	24.89	–“–	–“–	–“–	6.27	7.91	0.07	99.87	30
413/2	61.41	–“–	24.06	–“–	–“–	–“–	5.34	8.44	0.07	99.69	26
413/3	61.81	–“–	23.94	–“–	–“–	–“–	5.1	8.73	0.09	100.0	24

Примечание. В обозначении проб в числителе – номер пробы породы, в знаменателе – номер точки, в которой произведен анализ. *Породы*: 401 – дайка тонкозернистого роговообманкового габбро, 403 – лейкосома дайки 401, 404 – меланосома мигматизированной дайки, 405 – лейкосома той же дайки, 407 и 408 – меланосома и лейкосома мигматизированной дайки соответственно, 412 и 413 – тронд̀емит и габбро массивной текстуры соответственно. Анализы пород **см. в** табл. 1.12; *f* = **Fe/(Fe + Mg); An – содержание анортитового компонента в плагиоклазе. В обозначении плагиоклазов: s – зер**но из мелкозернистого агрегата, b – крупное зерно.

(автомигматизации) габбро, образованию анатектического расплава трондьемитового состава и его кристаллизации согласно ранее опубликованной модели (Ферштатер и др., 2004).

Состав минералов из пород Курманского массива приведен в табл. 1.14. Особенности минерального состава соответствуют изложенной анатектической модели происхождения большей части пород.

Плагиоклазы наряду с сравнительно крупными таблицами образуют мелкие зерна в составе аллотриоморфнозернистого агрегата. Содержание анортитового минала в таком плагиоклазе несколько ниже, чем в идиоморфных крупных зернах. Однако эти вариации невелики (рис. 1.36, *а*) и в первом приближении можно говорить о том, что все минералы мигматита равновесны с новообразованным анатектическим расплавом – продуктом частичного плавления базитов.

Амфиболы распространены повсеместно в рассматриваемых породах и относятся к одному типу – кальциевых амфиболов серии паргасит–гастингсит (Ca > 1.5, Ti < 0.5, (Na + K) > 0.5, магнезиальность ≈0.5). Зависимости состава от размера зерен не отмечается. В ряду от меланократовых пород (дайки, меланосома, габбро) к лейкократовым (лейкосома) в части амфиболов, как и в анатектических породах Сыростанского массива, растет содержание глинозема и параллельно уменьшается магнезиальность (рис. 1.36, *б*, *в*, табл. 1.14). Если изменение магнезиальности стандартно для магматических пород, то поведение глинозема отражает рост P_{H_2O} при анатексисе и служит важным аргументом в пользу анатектической природы как лейкосомы, так и большинства кремнекислых пород.

Биотиты изученных пород располагаются внутри поля, ограниченного четырьмя конечными членами: флогопитом, аннитом, истонитом и сидерофиллитом. С возрастанием кремнекислотности пород магнезиальность биотитов несколько уменьшается, оставаясь заметно более высокой по сравнению с амфиболом (рис. 1.36, *в*), что, в свою очередь, указывает на раннюю кристаллизацию биотита.

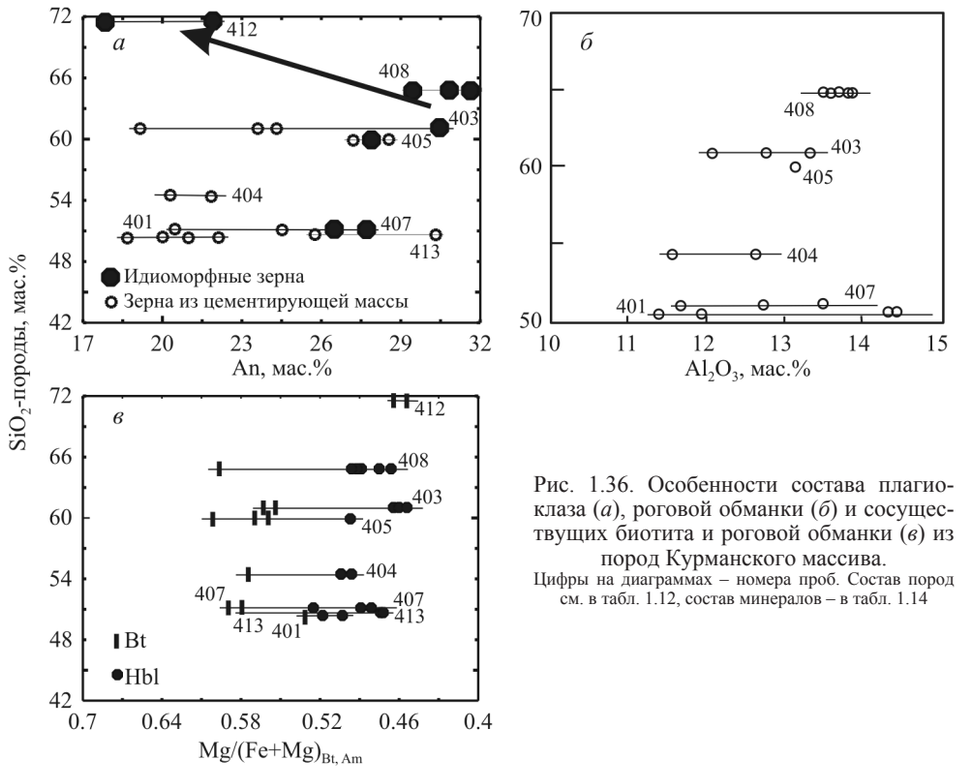


Рис. 1.36. Особенности состава плагиоклаза (*а*), роговой обманки (*б*) и сосуществующих биотита и роговой обманки (*в*) из пород Курманского массива.
Цифры на диаграммах – номера проб. Состав пород см. в табл. 1.12, состав минералов – в табл. 1.14

Новые данные о возрасте Курманского массива свидетельствуют о широком распространении на Среднем Урале раннедевонского габбро-гранитоидного магматизма, который проявлен в Платиноносном поясе (серия горы Ермакова), Тагильской вулканогенной зоне (ауэрбаховская серия), палеоконтинентальной зоне северо-западного мегаблока (Курманский массив) и самой восточной части обнаженного Урала в виде Хомутинского габбро-гранитного массива, прорывающего тоналиты Рефтинского массива.

Глава 2. РИФТОГЕННАЯ МАГНИТОГОРСКАЯ ГАББРО-ГРАНИТНАЯ СЕРИЯ

Магнитогорская габбро-гранитная серия является классическим примером рифтогенных магматитов, приуроченных к надсубдукционному рифту и обладающих яркими типичными петрологическими, геохимическими и металлогеническими особенностями. С массивами связаны промышленные титаномагнетитовые и скарново-магнетитовые месторождения. Раннекаменноугольная рифтогенная структура (для краткости – рифт) расположена в восточной части Магнитогорского мегасинклинория и вытянута с севера на юг более чем на 200 км. Рифт врезан в среднепозднедевонские островодужные вулканогенно-

осадочные толщи и выполнен раннекаменноугольными базальт-риолитовыми вулканитами и комагматичными габбро-гранитными интрузивами магнитогорской серии (Ферштатер, 1966; Ферштатер, Бородина, 1975; Эвгеосинклинальные..., 1984).

Интрузивы залегают среди комагматичных вулканитов и имеют с ними интрузивные контакты (рис. 2.1). Распределение массивов контролируется субмеридиональным разломом в центральной части рифта. Массивы сформированы на небольших глубинах. Реставрация геологического разреза над массивами в момент их формирования, с большой точностью выполненная по данным буровых скважин для Магнитогорского, Мосовского и Богдановского массивов, указывает на глубину самых верхних участков кровли от 1000 до 500 м. На примере наиболее детально изученного Магнитогорского массива достоверно установлено, что его кровля в момент формирования располагалась в интервале глубин 1000 – 3500 м. Глубина формирования интрузивов уменьшается с севера на юг: Кассельского массива – 3–4 км, Магнитогорской группы и Карабулакского массива – 1–3 км, Чекинского, Грязнушинского и Богдановского массивов – 0.5–1 км. Например, кровля Чекинского массива, сложенная щелочными эгириновыми гранитами, располагается среди комагматичных флюидальных риолитов в субвулканической фации. Эти геологические реконструкции хорошо соответствуют давлениям при кристаллизации пород, определенным по роговообманково-плагиоклазовому барометру (Ферштатер, 1990) и содержанию кварца в кварц-полевошпатовых микропегматитовых срастаниях, представляющих собой соответствующую котектику

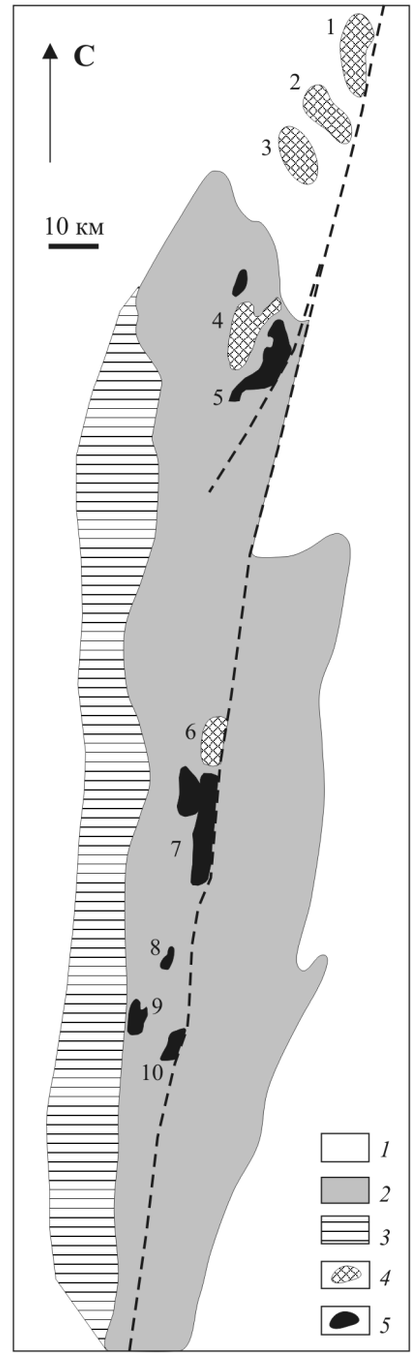


Рис. 2.1. Схематическая геологическая карта Магнитогорского рифта:
1 – девонские вулканогенно-осадочные толщи; *2* – нижнекаменноугольные вулканиты и осадки; *3* – известняки C_{1-2}; *4* и *5* – пластообразные и штокообразные интрузивы соответственно магнитогорской серии: 1 – Полосинский, 2 – Кассельский, 3 – Верхнеуральский, 4 – Магнитогорский, 5 – Мосовский, 6 – Северные Борки, 7 – Разборненский, 8 – Чекинский, 9 – Грязнушинский, 10 – Богдановский

(Ферштатер, 1987). Контакты интрузивов с вмещающими породами всегда резкие. Гранитоиды в эндоконтакте приобретают тонкозернистую структуру, обусловленную закалкой. Характерны инъекционные контакты, когда вмещающие породы рассекаются крутыми и пологими апофизами габброидов и гранитоидов. Обычные метасоматические экзоконтактовые преобразования – альбитизация, эпидотизация, скарнирование.

Rb–Sr-возраст габбро и гранитоидов составляет 333±4 млн лет при первичном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7031, а Sm–Nd – 330±20 млн лет и εNd (t) = +5.8 (Ронкин, 1989). Изотопный возраст пород хорошо согласуется с геологическим возрастом: интрузивные породы залегают среди комагматичных визейских вулканитов, а галька магматических пород, скарнов и руд отмечается в башкирских конгломератах (Ферштатер, 1966).

Цирконовый возраст (Краснобаев и др., 2006в) несколько отличается от приведенного выше. Сингенетичные цирконы в титаномагнетитовых габброидах месторождения Мал. Куйбас (северная часть Магнитогорского массива) содержат расплавные включения и многочисленные включения таких минералов, как пироксен, биотит, апатит (рис. 2.2, 798/1, 797/4), и имеют возраст 342–337 млн лет (табл. 2.1). В этих же породах отмечаются и несколько более древние цирконы, обычно лишенные включений (рис. 2.2, 798/9, 1827/9). Такая же картина наблюдается в близких по составу габброидах Кассельского массива, расположенного севернее Магнитогорского, где также выявлены две генерации цирконов возрастом 353 и 336 млн лет (см. табл. 2.1, рис. 2.2, ks4, 1046/1, 1046/3). Типичный циркон магнитогорского граносиенита возрастом 340 млн лет представлен на рис. 2.2, 800/1. Тем самым датирование цирконов подтверждает одинаковый (раннекаменноугольный) возраст габбро и ассоциированных с ними гранитоидов. Такой же цирконовый возраст имеет и околорудный кварц-олигоклаз-гранат-эпидотовый метасоматит, определенный на SHRIMP-II во ВСЕГЕИ (С.-Петербург), – 337 ± 4 млн лет, что подтверждает геологические данные о возрастной близости магматизма и оруденения.

Близкий цирконовый возраст имеют породы Большаковского габбрового массива (344 млн лет), расположенного в окраинно-континентальной зоне юго-восточного мегаблока. Округлый в плане массив сложен преимущественно габбро-норитами (в том числе оливиновыми), прорванными редкими дайками биотитовых гранитов. От габброидов магнитогорской серии базиты Большаковского массива отличаются пониженной щелочностью.

Интрузивы магнитогорской серии образуют два типа залежей: штокообразные и пластовые. Последние представляют собой обычно апофизы штокообразных тел. Большое количество глубоких скважин, пробуренных на массивах в связи с поисками железорудных месторождений, позволило детально изучить их внутреннюю структуру. Типичным примером может служить Магнитогорский массив, разбуренный на глубину до 1500 м многочисленными скважинами. Штоки являются расслоенными телами, нижняя часть которых сложена габброидами, а верхняя – гранитоидами. Пластовые тела образованы преимущественно гранитоидами.

Внутренняя структура всех штоков однотипна. Судя по гравиметровым и сейсмическим данным, они простираются до глубины более 10 км и имеют преимущественно габброидный состав. Их верхние 1000–1500 м сложены зо-

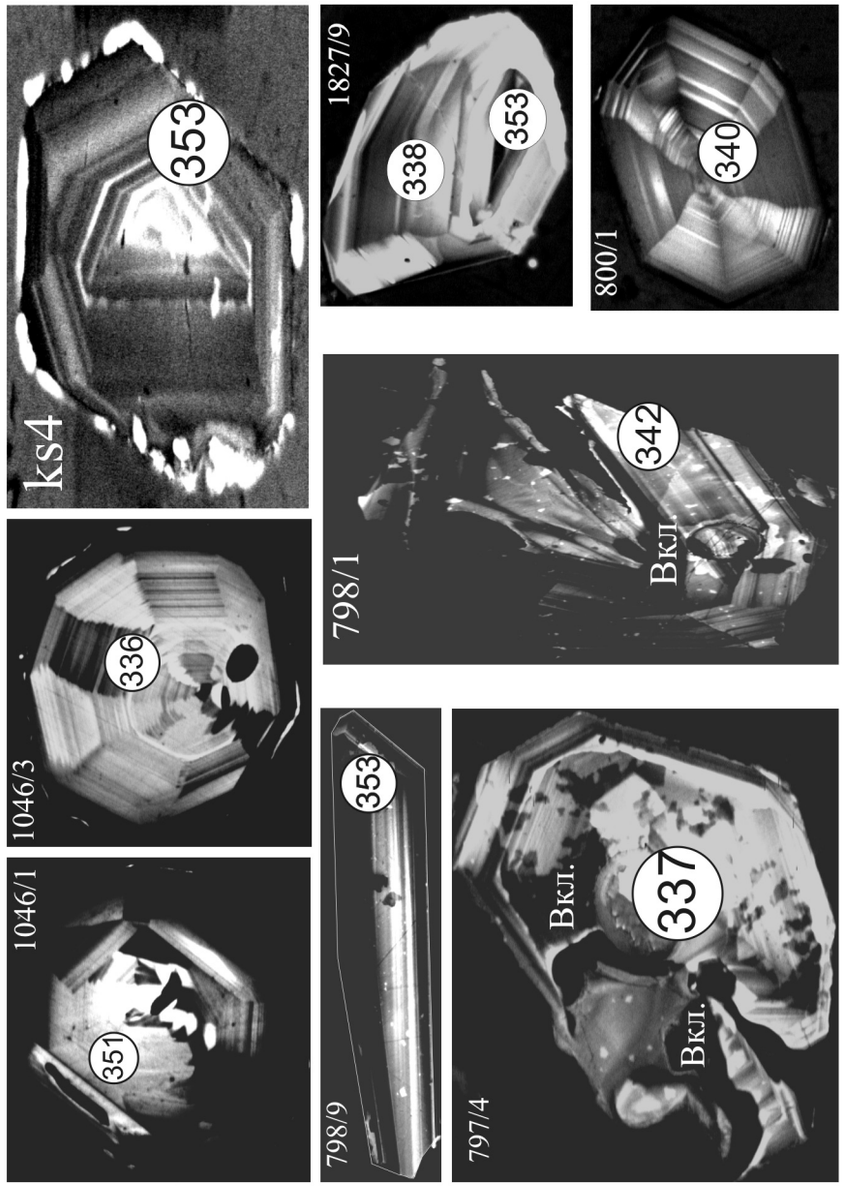


Рис. 2.2. Катодолюминесцентные изображения цирконов из габбро и гранитоидов магнитогорской серии.
Кружками отмечено положение точек измерений, цифры в кружках – возраст, млн лет. Остальные пояснения см. в тексте

Таблица 2.1

Результаты определения возраста циркона из пород магнитогорской серии

Pb	Th	U	Zr/Hf	Возраст, млн лет	Disc.
Пр. к1822, габбро					
52	272	940	53.77	337.4	0.95
55	635	847	76.94	359.9	1.09
43	253	772	54.66	340.1	1.05
47	767	728	66.76	342.1	1.20
16	74	282	49.23	353	1.02
42	453	659	75.07	347.6	1.09
				347±7	
Пр. к1046, габбро					
8	96	123	67.48	350.6	0.93
3	23	48	71.45	341	1.00
4	46	63	68.57	336.4	1.03
5	87	88	70.78	328	1.10
3	31	44	68.56	327.7	1.10
19	399	278	72.3	323	1.08
4	38	64	69.53	336.4	0.99
				335±8	
Пр. к797, габбро					
4	43	60	60.2	355.1	1.03
3	33	50	58.84	341.1	0.98
3	42	54	57.2	348.3	1.00
10	94	177	59.58	336.1	1.03
4	48	70	55.83	345.6	0.99
4	49	72	58.87	334.3	1.02
4	50	69	58.65	352.7	0.93
3	30	49	61.46	351.2	0.99
9	162	125	59.83	352.6	1.04
				346.3	
Пр. к798, габбро					
6	38	91	71.16	342.0	1.30
9	113	144	69.68	359.5	0.97
24	293	362	79.52	357.8	1.16
2	18	40	65.02	332.8	1.05
6	73	98	69.59	338.2	1.01
53	387	885	47.39	356.3	1.10
5	61	79	64.91	336.6	1.23
10	146	166	67.11	336.8	1.01
13	164	200	75.38	340.0	1.13
6	67	97	74.19	355.3	1.08
4	38	80	71.43	313.5	1.02
6	82	99	69.45	353.1	1.03
				343 ± 9	
Габбро-диорит					
11	201	165	76.89	345.6	1.02
5	71	78	73.66	331.2	1.09
3	50	57	70.31	332.1	1.09
4	41	58	59.26	338.7	1.08
8	123	124	74.89	348.3	0.98
11	195	159	77.02	340.8	1.05
				339 ± 9	
Пр. к1827, граносиенит					
3	41	68	66.43	223.5	0.76
7	125	100	64.45	334.9	1.07
6	99	86	66.53	349.1	1.03
10	148	149	67.29	349.7	0.94
9	152	124	68.44	350.1	1.11
5	85	72	66.98	353.1	1.15
20	379	275	63.88	359.6	1.05
7	72	75	57.06	463.8	1.04
				349 ± 8	
Пр. к1105, метасоматит					
6.6	20	114		420.0	
3.0	28	64		334.0	
4.6	49	99		335.0	
3.0	33	62		350.0	
4.9	69	106		325.0	
13.0	204	274		345.0	
11.1	193	237		342.0	
12.7	246	283		327.0	
10.4	194	221		339.0	
38.4	907	860		324.0	
				336± 5	

Примечание. Определения выполнены методом LA ICP-MS в Университете г. Гранада (Испания). Циркон из метасоматита к1105 проанализирован на SHRIMP-II во ВСЕГЕИ (С.-Петербург, Россия). Габбро к1822 и к1046 – из Кассельского массива, остальные образцы – из Магнитогорской группы массивов. Полужирным шрифтом выделены средние значения возраста.

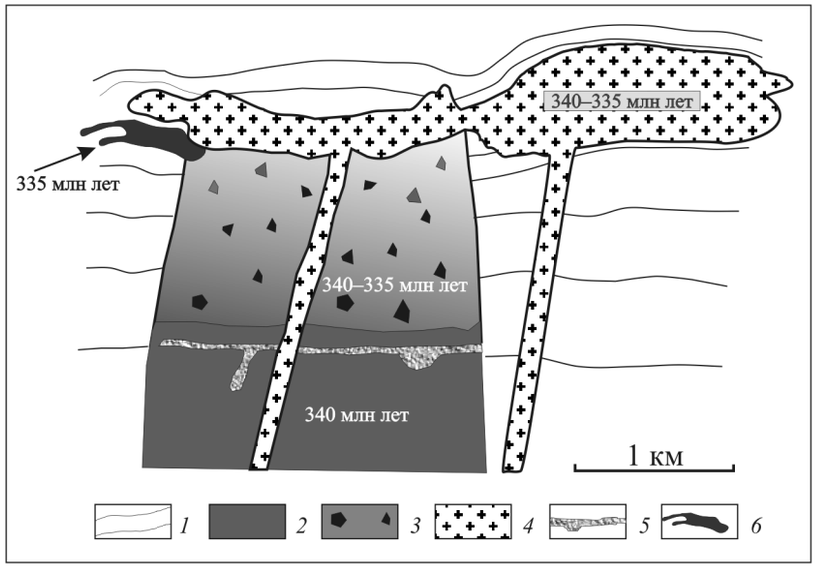


Рис. 2.3. Схема строения штокообразного и пластообразного массивов магнитогорской серии:
1 – позднедевонско-раннекаменноугольные вулканогенно-осадочные породы; *2* и *3* – штокообразный массив: габбровый и габбро-гранитоидный комплексы соответственно; *4* – пластообразная залежь гранит-граносиенитового комплекса; *5* и *6* – титаномагнетитовые и скарново-магнетитовые рудные тела соответственно

ной эруптивных брекчий, которая внизу постепенно сменяется массивными габброидами, а вверху – граносиенитами и гранитами, мощность которых не превышает 200–250 м. Эруптивные брекчии представлены обломками габброидов, диоритов, сиенодиоритов, сцементированных более кислым цементом. Состав этого цемента постепенно изменяется снизу вверх: в нижней части зоны брекчий габброиды сцементированы близким к ним по составу диоритом или сиенодиоритом, а кверху цемент постепенно меняет состав до гранитного и сливается с гранитной покрышкой, одновременно снизу вверх сокращается и количество обломков (Эвгеосинклинальные…, 1984).

Таким образом, в вертикальном разрезе штоков выделяются три зоны, каждой из которых соответствует свой комплекс пород (сверху вниз и от поздних к ранним): гранит-граносиенитовая (мощность до 250 м), габбро-гранитоидная (около 1000 м) и условно габбровая (не менее 10 000 м) (рис. 2.3). Состав нижней зоны в полном объеме неизвестен. Возникновение подобной расслоенности обязано в первую очередь кристаллизационной дифференциации базитового по составу расплава в магматической камере (Эвгеосинклинальные..., 1984). С ранним габбровым комплексом ассоциировано титаномагнетитовое оруденение, с габбро-гранитным – скарново-магнетитовое. Гранит-граносиенитовый комплекс является пострудным по отношению к железооруденению, а это однозначно свидетельствует о том, что и титаномагнетитовое и скарново-магнетитовое оруденения по возрасту совпадают с магматизмом и сформированы до его завершения.

Пластообразные плутоны распространены в северной и центральной частях рифта в составе Магнитогорской (Мосовский массив – крупная апофиза

Магнитогорского) и Карабулакской (массив Северные Борки) групп массивов. Эти массивы согласны с залеганием вмещающих вулканогенно-осадочных толщ. Самый крупный из них – Мосовский, судя по сейсмическим данным Уральского геологического управления, имеет мощность в центральной части около 1.5 км. Внутренняя структура пластовых плутонов более гомогенна по сравнению со штокообразными и не имеет ярко выраженных закономерностей. Габброиды в их составе отсутствуют, а гранитоиды повышенной основности (кварцевые сиенодиориты и гранодиориты) образуют небольшие блоки среди преобладающих граносиенитов и гранитов. Железооруденение, связанное с пластовыми плутонами, не установлено.

Массивы магнитогорской серии (как штоки, так и пластообразные) содержат щелочные эгириновые или арфведсонитовые граниты в качестве поздних членов. В Чекинском массиве щелочные граниты преобладают на поверхности, а в Грязнушинском и Богдановском характеризуются подчиненным развитием по сравнению с роговообманковыми граносиенитами. Во всех названных массивах они ассоциированы с сиенодиоритами повышенной щелочности. В массивах из северной части рифта количество щелочных гранитов резко сокращается.

Формирование магнитогорской серии завершается внедрением многочисленных даек, которые формируются в антидромной последовательности: граносиенит- и гранит-порфиры, диабазы и долериты.

Петрографические особенности пород магнитогорской серии подробно описаны (Ферштатер, 1966; Ферштатер, Бородина, 1975; Эвгеосинклинальные…, 1984). Габброиды габбрового комплекса, с которыми ассоциировано титаномагнетитовое оруденение кумулятивного типа, представлены битовнитовыми оливиновыми габбро-норитами, иногда с биотитом. По сравнению с другими породами серии они характеризуются минимальным содержанием оксидов щелочных металлов и максимальным – железа и титана (табл. 2.2). Большая часть последних элементов сосредоточена в титаномагнетите (содержание TiO_2 12–14%).

Габброиды габбро-гранитоидного комплекса – это в основном лабрадоровые роговообманковые разности, в которых обычен реликтовый клинопироксен, а также биотит, ортоклаз и магнетит с содержанием TiO_2 до 7–8%. В породах присутствует кварц-щелочно-полевошпатовый микропегматитовый базис, продукт кристаллизации остаточного расплава. В разных породах он имеет устойчивый состав $Q_{(39–41)}(An_5Ab_{41}Or_{55})_{(61–59)}$. В гранитоидах с ростом кремнекислотности содержание этого базиса возрастает и переход от габбро к граниту осуществляется именно за счет его увеличения. Главным фемическим минералом гранитоидов является низкожелезистая ($Fe/(Fe + Mg) = 0.30–0.33$), низкоглиноземистая роговая обманка, состав которой остается постоянным в ряду пород от габбро до гранита. Плагиоклаз варьируется по составу от андезина до олигоклаза, щелочной полевой шпат представлен анортоклазом $An_{10}Ab_{75}Or_{15}$, который часто образует оторочки вокруг плагиоклаза (структура антирапакиви), а также ортоклаз-микропертитом $An_5Ab_{41}Or_{55}$, образующим как обособленные зерна, так и гранофировые срастания с кварцем и внешние части зональных плагиоклаз-щелочно-полевошпатовых зерен. Все породы от габбро до гранита характеризуются повышенной щелочностью при преобладании Na_2O над K_2O (табл. 2.3).

Таблица 2.2

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в габбро магнитогорской серии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	40.93	42.38	44.45	45.03	49.89	50.20	51.32	51.26	51.48	53.86	50.39	47.70
TiO_2	4.24	5.52	3.50	2.69	0.88	2.90	1.80	1.44	2.11	2.15	1.33	1.84
Al_2O_3	11.55	11.79	13.67	13.24	21.42	13.90	15.37	14.67	16.49	14.48	15.15	10.64
Fe_2O_3	9.83	8.29	9.43	8.77	4.55	4.87	5.50	3.84	3.71	4.10	5.67	16.98
FeO	10.26	8.98	7.56	7.05	1.44	6.84	4.32	5.43	6.6	6.64	6.90	Не опр.
MnO	0.25	0.23	0.22	0.21	0.08	0.19	0.13	0.12	0.155	0.20	0.25	0.23
MgO	6.69	5.65	5.50	6.37	2.45	4.70	6.24	5.11	3.83	3.94	5.59	6.53
CaO	10.80	11.06	10.00	10.77	11.76	9.55	9.03	9.34	9.12	6.82	8.00	8.80
Na_2O	3.40	3.14	1.20	0.76	2.84	3.51	2.35	4.14	3.9	4.22	3.81	2.1
K_2O	0.17	0.52	1.37	1.39	1.46	0.57	1.21	2.13	1.11	1.35	0.75	3.25
P_2O_5	0.08	0.60	0.22	0.09	0.25	1.05	0.27	0.23	0.28	0.34	0.30	0.20
П.п.п.	1.89	1.38	97.12	2.86	2.54	1.74	1.95	1.68	2.4	1.81	1.42	1.10
Li	9.07	10.66	2.11	17.39	6.80	5.55	13.05	27.83	14.28	3.95	11.37	22.99
Rb	4.20	6.84	92.7	72.9	58.4	29.6	48.9	28.1	22.2	65.1	12.08	43.29
Cs	0.47	1.60	1.56	0.55	2.80	0.43	0.59	0.619	2.14	0	1.40	1.43
Be	0.45	0.45	0.90	0.26	0.68	1.14	1.46	1.334	1.21	3.15	0.94	1.48
Sr	309.0	339.4	474.9	419.8	912.0	761.2	508.1	458.7	532.6	371.2	349.5	220.4
Ba	58.4	128.0	1057.9	732.2	363.2	142.2	287.6	105.6	241.5	982.5	184.1	363.5
Sc	49.1	46.5	143.2	96.8	24.7	66.8	59.4	50.1	29.8	23.9	48.9	35.8
V	760.2	494.8	1340.9	935.6	290.0	569.3	357.8	441.9	318.8	75.6	351.8	296.3
Cr	190.0	62.7	36.9	24.1	53.8	28.8	267.8	67.7	41.8	73.9	41.6	122.3
Co	71.5	43.5	93.3	86.1	26.9	73.8	36.4	55.1	29.1	10.3	37.3	42.7
Ni	32.6	7.5	0	0	215.4	0.0	0	17.2	18.3	126.3	18.4	74.5
Cu	44.4	42.2	898.7	840.5	53.3	666.7	410.6	101.5	50.4	11.5	13.8	106.2
Zn	147.8	131.0	1277.4	688.8	163.6	719.5	532.6	48.3	67.8	78.2	97.4	109.5
Ga	20.4	17.5	54.1	34.6	31.8	26.6	26.8	17.0	19.7	37.5	19.5	16.9
Y	16.4	27.7	37.2	23.5	14.6	54.3	47.6	43.3	28.1	47.6	52.2	24.2
Nb	1.89	3.91	4.57	3.71	3.41	6.92	7.68	5.77	4.75	12.64	15.25	11.36
Ta	0.15	0.35	0.91	0.55	0.55	1.01	0.94	0.34	0.40	2.55	1.01	0.65
Zr	40.5	64.5	41.6	45.8	14.7	113.9	92.5	184.7	45.3	318.6	75.8	5.0
Hf	1.29	2.02	2.18	2.21	0.41	4.19	3.19	4.45	1.71	12.10	2.77	0.34
Mo	2.48	0.53	7.01	4.22	4.46	4.83	5.42	3.70	1.52	5.06	0.66	2.01
Sn	2.14	1.36	3.46	0	0	0	1.05	2.12	1.35	0	1.90	1.19
Pb	4.98	4.12	60.08	33.65	10.88	16.51	17.69	3.79	6.87	3.74	6.95	28.39
U	0.15	0.35	0.33	0.22	0.04	0.73	0.62	1.74	0.57	4.98	0.61	1.34
Th	0.30	0.97	1.40	2.70	0.65	2.66	2.22	1.06	1.60	9.32	2.08	0.35
La	3.23	8.80	19.18	11.31	11.62	29.70	19.96	23.15	13.52	17.57	19.87	16.01

Окончание табл. 2.2

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ce	8.57	21.39	27.44	22.20	21.25	67.23	50.57	48.25	29.37	38.44	44.78	30.55
Pr	1.38	3.34	4.37	3.08	2.76	9.23	7.13	5.95	4.15	5.34	6.37	4.86
Nd	7.14	16.52	22.06	15.80	12.52	43.23	33.67	25.78	18.35	23.94	29.60	21.85
Sm	2.48	4.84	6.70	4.75	2.78	10.57	8.60	6.29	4.60	6.73	8.19	4.92
Eu	1.00	1.55	2.53	1.63	1.57	2.61	2.20	2.17	1.49	2.49	2.34	1.59
Gd	2.85	5.40	6.69	4.20	2.75	10.70	8.40	7.39	4.76	6.56	8.92	5.25
Tb	0.48	0.87	1.21	0.79	0.42	1.71	1.48	1.14	0.77	1.23	1.53	0.79
Dy	3.18	5.57	7.80	4.66	2.54	10.61	9.36	7.22	4.90	8.41	10.00	5.08
Ho	0.66	1.13	1.62	0.93	0.49	2.11	1.93	1.53	1.03	1.77	2.07	1.03
Er	1.67	3.03	4.08	2.39	1.45	5.60	5.25	4.11	2.81	5.14	5.61	2.82
Tm	0.25	0.44	0.61	0.37	0.17	0.83	0.83	0.59	0.43	0.87	0.82	0.40
Yb	1.50	2.79	3.41	2.22	1.28	4.84	4.93	3.68	2.67	5.52	4.67	2.58
Lu	0.22	0.40	0.64	0.40	0.22	0.85	0.89	0.54	0.39	1.08	0.67	0.37

Примечание. 1–6 – габбровый комплекс (карьер месторождения Мал. Куйбас): 1 – к797, 2 – к798, 3–6 – скв. 1403, гл. 303 (3), 26 (4), 83 (5), 283 (6) м; 7–12 – габбро-гранитоидный комплекс: 7–10 – Магнитогорский массив: 7 – скв. 1748, гл. 47 м, 8 – **mg221, карьер Магнитогорского месторождения, 9 – к1393, карьер месторождения Мал. Куйбас, 10 – скв. 1701,** гл. 1457 м; 11, 12 – Кассельский массив: 11 – к1046, 12 – **ks641**.

Таблица 2.3

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в гранитоидах магнитогорской серии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	54.25	55.01	55.11	57.37	66.06	69.10	70.30	70.62	71.58	58.90	67.91	56.85	70.66
TiO_2	1.72	2.00	2.30	2.10	0.70	0.55	0.41	0.38	0.50	1.251	0.47	2.364	0.321
Al_2O_3	14.59	17.20	14.76	14.18	15.62	14.68	14.26	15.21	16.08	15.11	16.16	11.56	13.37
Fe_2O_3	3.38	5.68	4.27	6.15	0	0	0	2.96	0.56	3.18	1.42	14.81	3.63
FeO	4.68	2.88	6.48	3.24	4.00	3.06	3.36	0.54	0.72	4.5	1.43	Не опр.	Не опр.
MnO	0.13	0.14	0.20	0.15	0.11	0.06	0.07	0.05	0.05	0.138	0.06	0.151	0.085
MgO	5.23	3.36	3.61	3.53	0.98	0.99	0.77	0.92	0.57	3.31	0.65	4.03	0.39
CaO	9.28	6.91	6.72	5.62	2.43	1.62	1.60	1.41	1.54	6.52	3.28	5.55	0.50
Na_2O	2.49	3.79	3.91	3.55	5.70	5.51	4.50	4.76	4.62	3.6	4.94	2.1	4.7
K_2O	0.80	1.06	1.03	1.71	2.11	2.43	3.86	2.56	3.83	1.55	2.62	1.69	5.71
P_2O_5	0.30	0.84	0.45	1.00	0.17	0.07	0.05	0.05	0.05	0.24	0.13	0.27	0.04
П.п.п.	2.91	0.98	1.07	1.13	1.98	1.55	0.74	0.53	0.10	1.3	0.65	1.20	0.30
Li	8.03	8.69	6.22	5.97	0.08	4.23	6.77	6.26	1.61	5.50	9.45	20.18	8.06
Rb	19.6	36.7	31.7	43.1	31.6	43.8	125.3	76.2	75.0	30.3	68.2	37.0	103.9
Cs	0.26	0.27	0.03	0	0	0	1.03	0	0	2.20	2.48	1.37	0.69
Be	1.59	1.45	2.22	2.68	2.65	3.33	3.07	1.50	7.54	1.33	1.63	1.64	2.69

Окончание табл. 2.3

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Sr	522	870	574	552	234	171	196	206	165	335	937	634	87
Ba	327	452	318	502	655	732	760	758	952	280	899	804	1168
Sc	80.1	37.4	53.8	36.7	9.4	23.3	18.3	18.4	19.3	22.1	4.5	23.1	5.3
V	447.8	199.4	414.3	223.0	31.1	44.1	36.7	43.8	23.0	189.1	68.4	231.0	3.4
Cr	271.4	27.6	43.3	58.5	10.9	20.3	36.7	60.1	58.6	101.1	37.0	86.5	246.8
Co	49.01	18.56	38.16	20.37	1.46	3.41	4.40	6.30	2.92	21.04	6.06	37.51	2.21
Ni	0	0	0	0	0	47.37	16.96	50.67	17.35	29.39	9.97	78.83	8.85
Cu	85.6	253.4	172.9	353.8	23.4	91.7	737.5	552.0	185.8	35.8	9.3	45.5	11.0
Zn	218.0	408.8	420.1	416.5	87.0	233.5	716.0	458.4	182.8	82.6	32.0	110.2	50.7
Ga	29.9	34.8	32.1	33.0	27.1	41.3	31.4	27.8	38.6	17.1	16.8	21.0	19.3
Y	44.2	53.8	59.5	62.4	51.7	92.6	49.7	47.6	84.7	26.8	12.4	24.8	48.6
Nb	8.21	7.31	10.33	12.12	11.60	17.12	10.51	5.89	20.33	7.75	8.39	13.30	53.61
Ta	1.37	0.92	1.60	2.03	1.30	2.52	2.01	0.88	3.56	0.66	0.61	1.24	6.77
Zr	152.1	74.2	121.6	243.9	223.9	328.1	180.5	165.2	348.5	58.7	70.3	13.2	197.1
Hf	5.60	2.79	4.51	8.31	7.17	11.80	8.38	6.86	13.50	1.96	2.10	0.45	6.80
Mo	5.10	12.31	5.54	5.79	3.53	5.78	7.81	4.59	1.91	2.01	0.36	0.07	0.83
Sn	0.18	0.27	1.38	2.48	0	10.10	0.54	0.00	3.69	2.23	0.86	2.40	3.92
Pb	1.09	14.45	11.62	11.36	7.98	7.76	30.42	18.72	7.74	6.73	10.96	16.50	20.53
U	1.16	1.01	1.58	2.14	1.56	2.60	6.72	3.46	5.17	0.87	1.63	5.30	14.18
Th	3.44	3.09	4.73	8.17	5.90	6.23	17.28	8.58	17.22	4.04	12.42	1.32	4.30
La	21.27	32.75	25.38	40.24	28.40	38.88	34.03	26.90	43.25	14.94	38.34	44.45	72.94
Ce	45.72	79.01	56.55	85.25	66.61	90.06	73.85	55.31	100.01	30.81	75.17	100.22	153.88
Pr	6.18	10.65	7.87	10.63	9.37	17.32	8.93	6.82	12.61	4.06	8.13	15.48	17.39
Nd	28.16	50.05	36.06	47.04	39.24	78.77	34.42	27.98	51.74	17.08	28.89	64.71	65.42
Sm	7.00	11.76	10.07	11.10	8.75	19.04	7.57	6.49	12.00	4.09	4.91	11.84	14.45
Eu	2.37	4.20	3.24	3.35	2.99	6.17	1.66	1.45	2.12	1.25	1.30	3.49	2.10
Gd	7.41	11.54	10.00	11.06	8.29	16.23	7.14	6.43	11.59	4.17	3.65	10.39	13.28
Tb	1.24	1.73	1.71	1.91	1.49	2.80	1.26	1.13	2.10	0.70	0.49	1.27	1.94
Dy	8.59	11.00	11.58	11.65	9.33	17.74	9.01	7.42	14.54	4.53	2.30	7.31	12.27
Ho	1.77	2.16	2.42	2.48	1.92	3.75	1.84	1.71	3.16	0.94	0.43	1.30	2.46
Er	4.83	5.74	6.71	7.03	5.47	10.50	5.43	4.86	9.05	2.61	1.09	3.29	7.08
Tm	0.73	0.82	1.09	1.10	0.86	1.71	0.96	0.87	1.55	0.40	0.17	0.42	1.05
Yb	4.82	4.75	6.31	6.88	5.42	10.50	6.22	5.66	9.86	2.50	1.14	2.40	7.01
Lu	0.84	0.83	1.18	1.21	1.07	2.00	1.20	1.11	1.88	0.39	0.17	0.30	1.02

Примечание. *Магнитогорский массив*: 1 – 1718/56 (здесь и ниже в числителе – номер скважины, в знаменателе – глубина, м), 2 – 1404/789, 3 – 1718/259, 4 – 1718/194, 5 – 1404/555, 6 – 1404/480, 7 – 1718/478, 8 – 1718/378, 9 – 1390/801; *Кассельский массив*: 10 – к1822, 11 – к1043, 12 – **ks643, 13 – ks646.**

В массивах южной группы (Чекинский, Грязнушинский, Богдановский) наряду с рассмотренными породами широко развиты щелочные разности (табл. 2.4). В области гранитных составов это эгириновые и арфведсонитовые анортоклазовые разности. С повышением основности пород в них появляется олигоклаз-андезин. Обычен малотитанистый магнетит. Детальные сведения о минеральном составе пород можно найти в цитированных выше работах.

Кратко изложенные геологические наблюдения над взаимоотношениями пород, особенности строения интрузивов, в первую очередь их расслоенность, позволяют рассматривать кристаллизационную дифференциацию как ведущий механизм эволюции. Этот механизм подтверждает и геохимическое моделирование. Результаты моделирования приведены в табл. 2.5 и на рис. 2.4, 2.5. Все они являются весьма приближенными, так как мы не знаем точных количественных соотношений фракционируемых минералов и значений коэффициентов распределения. В нашем случае пропорции между ликвидусными минералами определены по их соотношениям в котектиках Fem (Cpx, Amp) – Pl с учетом состава минералов, которые приведены в цитированных выше работах. Расчеты выполнены по простейшей методике с использованием уравнения Рэлея $C_1 = C_0 F^{(D-1)}$, где C_L и C_0 – концентрации элемента в производной (C_L) и исходной (C_0) магмах; F – количество жидкой фракции, D – валовый коэффициент распределения элемента n между твердыми фазами и расплавом. $D = \sum D_m^n X_m$, где D_m^n – коэффициент распределения элемента n между минералом m и расплавом, X_m – массовая доля минерала m.

Геохимические особенности пород магнитогорской серии приведены на соответствующих диаграммах (см. рис. 2.4–2.6). Мы ограничимся наиболее распространенными в изученной части массивов породами габбро-гранитного и щелочного комплексов. При одинаковом содержании SiO_2 последние обогащены железом и щелочами и обеднены кальцием при отсутствии заметных различий по титану (см. рис. 2.4). Тренды петрогенных элементов хорошо согласуются с моделью эволюции по механизму кристаллизационной дифференциации. Не менее наглядна разница в содержании некоторых рассеянных элементов. Породы щелочного комплекса заметно обеднены хромом, стронцием, барием по сравнению с породами габбро-гранитного комплекса (см. рис. 2.5). Особо следует отметить высокое содержание циркония в щелочных гранитах, достигающее 2000 г/т (см. табл. 2.4). Минерал-концентратор циркония – циркон – образует чрезвычайно мелкие кристаллы, которые трудно обнаружить при микроскопическом изучении и не удается выделить для определения возраста пород.

Заметные различия между породами габбро-гранитного и щелочного комплексов отмечаются и в значениях отношений некоторых геохимически сопряженных элементов. В частности, породы щелочного комплекса характеризуются более высокими значениями отношений K/Rb, Zr/Hf, Nb/Ta (см. рис. 2.6), что свидетельствует о различиях состава исходного расплава обоих комплексов.

Тренды редких элементов, так же как и петрогенных, хорошо согласуются с эволюционными трендами кристаллизационной дифференциации.

Обращает на себя внимание изменение угла наклона как реальных, так и расчетных трендов ряда элементов (Mg, Ca, Fe, Cr, V, Sr и др.) в интервале содержаний кремнезема 58–64% (см. рис. 2.4, 2.5, табл. 2.5). Эти изменения

Таблица 2.4

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в щелочных породах магнитогорской серии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	57.7	62.9	69.5	70.6	65.88	70.62	71.48	71.90	52	54.87	67.68	70.95
TiO_2	1.7	0.89	0.44	0.44	0.88	0.29	0.31	0.43	3.04	2.02	0.59	0.38
Al_2O_3	15.3	14.81	12.69	12.9	13.16	9.94	10.12	9.63	13.69	14.17	14.84	14
Fe_2O_3	4.32	2.97	2.3	1.56	3.37	5.19	4.98	5.77	4.61	4.76	1.89	1.8
FeO	4.31	4.26	3.87	3.55	4.28	1.98	2.13	0.89	7.11	5.05	1.84	1.35
MnO	0.11	0.11	0.09	0.08	0.20	0.19	0.18	0.16	0.18	0.17	0.04	0.04
MgO	2.2	1.08	0.22	0.3	0.98	0.31	0.24	0.28	4.34	3.28	0.36	0.45
CaO	3.9	2.32	0.95	0.5	1.10	0.55	0.48	0.50	7.07	5.89	2	1.5
Na_2O	6.42	7.85	5.4	5.59	6.67	6.42	6.24	5.97	4.45	5.3	6.1	6.91
K_2O	2.12	2.44	3.87	3.7	2.45	3.52	3.42	3.70	1.56	2	3.5	1.5
P_2O_5	0.55	0.23	0.1	0.11	0.12	0.06	0.05	0.02	0.21	0.17	Не опр.	0.09
П.п.п.	1.13	0.44	0.63	0.56	0.66	0.62	0.34	0.46	1.3	1.66	0.94	0.82
Li	5.78	2.12	1.63	1.54	39.04	15.97	11.88	21.72	11.54	4.65	2.03	2.29
Rb	30.27	40.21	52.00	65.47	31.07	95.05	81.80	98.31	9.27	28.81	38.24	30.83
Cs	0.29	0.32	0.32	0.34	0.00	0.08	0.04	0.31	0.78	0.56	0.39	0.32
Be	2.21	2.90	3.70	4.92	5.87	7.03	6.21	12.13	1.05	2.69	4.24	4.63
Sr	254.2	220.6	96.6	50.0	130.6	36.1	21.3	35.3	368.2	285.5	126.8	45.4
Ba	385.4	490.5	604.2	365.3	364.3	921.6	540.6	1062	136.9	385.1	614.6	245.2
Sc	26.01	22.41	8.81	5.72	25.32	21.52	18.76	20.77	51.63	26.71	8.65	10.44
V	204.2	165.7	25.7	13.9	44.5	8.4	11.0	1.6	401.1	233.6	20.2	6.8
Cr	30.2	17.2	2.4	5.8	24.5	24.7	18.9	19.1	147.0	10.7	11.0	3.7
Co	17.58	15.82	2.98	2.13	7.58	1.77	1.25	1.22	46.21	20.94	3.33	1.93
Ni	17.05	9.87	3.31	3.70	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	29.73	6.27	5.43	2.59
Cu	83.67	33.84	12.48	14.69	2.51	0.41	3.78	0.01	52.47	15.29	9.76	19.35
Zn	38.9	58.6	55.3	40.8	236.0	295.1	218.4	484.8	99.0	124.9	31.7	24.7
Ga	22.9	24.1	23.6	23.6	49.5	51.7	38.7	52.8	20.2	22.2	22.8	24.0
Y	71.33	69.04	73.81	83.02	98.41	132.9	119.3	213	28.16	56.88	66.47	118.5
Nb	15.94	15.83	22.94	28.28	24.91	26.56	23.88	59.19	4.45	12.90	17.43	26.96
Ta	1.00	1.04	1.54	2.14	2.54	4.08	3.62	7.97	0.22	0.83	1.35	1.97
Zr	172	137	187	311	621	942	840	2050	87	151	324	908
Hf	4.98	4.54	6.43	10.91	19.30	30.70	30.30	62.40	2.20	3.87	9.13	22.12
Mo	1.78	1.74	2.95	1.95	5.23	4.89	4.68	4.06	1.12	2.34	5.12	0.91
Sn	3.10	3.21	3.83	5.63	3.38	9.28	12.70	14.50	0.65	2.91	2.06	6.24
Pb	6.56	10.02	8.91	6.26	17.03	12.59	13.84	64.13	3.82	29.88	10.66	5.11
U	0.81	1.83	1.71	2.04	2.99	4.33	3.60	10.20	0.35	1.23	2.50	4.48

Окончание табл. 2.4

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Th	4.53	6.32	7.61	12.79	9.14	13.87	12.61	41.09	1.27	4.36	8.76	13.09
La	33.0	34.6	36.6	42.9	44.4	61.2	42.5	126.0	8.9	34.2	38.0	47.7
Ce	67.8	72.9	88.7	109.1	99.5	127.7	117.0	291.5	21.9	74.1	83.1	110.7
Pr	8.71	9.49	10.14	11.77	14.53	17.70	13.25	33.66	3.02	9.39	10.14	13.99
Nd	38.15	39.99	40.38	45.82	61.25	73.79	56.50	137.1	14.57	39.22	41.55	57.85
Sm	9.39	9.68	9.59	10.41	14.97	18.30	15.26	32.38	3.82	8.78	9.29	14.42
Eu	2.19	2.52	2.05	1.19	3.72	4.14	3.42	6.77	1.53	2.46	2.23	3.04
Gd	10.35	10.28	9.90	10.29	14.04	17.86	15.97	31.20	4.68	9.04	9.19	15.03
Tb	1.69	1.65	1.66	1.84	2.61	3.44	3.11	5.86	0.75	1.48	1.58	2.64
Dy	11.16	10.94	11.24	12.71	17.77	24.80	22.44	40.13	4.91	9.31	10.19	18.06
Ho	2.46	2.41	2.53	2.86	3.92	5.55	5.01	8.75	1.02	2.02	2.24	4.19
Er	6.74	6.58	7.11	8.43	10.89	16.16	14.26	25.01	2.68	5.20	6.36	12.05
Tm	1.03	1.01	1.16	1.38	1.73	2.78	2.38	4.31	0.39	0.83	1.00	1.96
Yb	6.47	6.42	7.10	9.22	11.40	17.60	15.40	26.00	2.41	5.00	6.30	12.30
Lu	0.94	0.95	1.04	1.31	2.18	3.35	3.05	4.82	0.33	0.72	0.91	1.82

Примечание. *Богдановский массив*: 1 – bg8, 2 – bg12, 3 – bg6, 4 – bg10; **Чекинский массив: 5 – chk6b, 6 – chk6a,** 7 – chk3, 8 – chk9; *Грязнушинский массив*: 9 – gr7, 10 – gr5, 11 – gr9, 12 – gr3.

обусловлены началом массовой кристаллизации роговой обманки вместо клинопироксена и сменой фракционирования котектики Cpx–Pl **котектикой** Amp–Pl.

Породы магнитогорской серии заметно отличаются по вещественному составу от окраинно-континентальных габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных серий. Габброиды последних обеднены большинством редких элементов, но имеют такие общие особенности, как отрицательные аномалии на спайдерграммах Nb, **Zr и положительные на спайдерграммах Pb, Sr, Li (рис. 2.7). Маг**нитогорские гранитоиды обогащены железом, титаном, высокозарядными элементами (**Zr, Hf, Y, Nb), имеют более низкое значение отношения La/Yb,** не положительные, а отрицательные аномалии Sr, **Li и Eu, на порядок более** высокое содержание РЗЭ, в особенности тяжелых, низкое значение отношения $Gd_N/Lu_N = 1$. Эти геохимические особенности гранитоидов наиболее ярко выражены в южных массивах и отражают повышенную щелочность пород и их связь с рифтогенным магматизмом. Породы магнитогорской серии имеют специализацию на Mo, содержание которого в них заметно выше, чем в других гранитоидах Урала. Повышенное содержание Mo первично и не связано с наложенной минерализацией. Об этом, в частности, свидетельствует отсутствие корреляции молибдена и меди, повышенные концентрации которой (свыше 100 г/т) в околорудных магнитогорских гранитах, по-видимому, связаны именно с наложенной гидротермальной активностью.

Таблица 2.5

Результаты моделирования кристаллизационной дифференциации

Компонент	Состав жидкостей на разных этапах кристаллизации				
	$L_1(SiO_2 = 48\%)$	$L_2(SiO_2 = 54\%)$	$L_3(SiO_2 = 59\%)$	$L_4(SiO_2 = 65\%)$	$L_5(SiO_2 = 71\%)$
TiO_2	2.1	1.8	1.5	0.9	0.4
FeO	11.2	8.2	5.9	4.5	3.1
CaO	9.1	6.3	4.2	3.1	3.1
K_2O	0.8	1.2	1.7	2.6	3.7
Rb	13	18	26	46	81
Sr	390	410	310	230	165
Ba	240	330	420	610	800
V	360	280	240	55	25
Co	40	36	29	16	9
Ni	80	22	15	11	8
Cr	100	76	54	36	33
La	11	15.5	20.7	16	12.4
Ce	30	42.3	56.5	42.2	32.2
Sm	3	4.1	5.2	3.3	2.2
Eu	1	1.3	1.5	1	0.7
Gd	3.4	4.6	5.7	3.8	2.6
Yb	1.2	1.7	2.1	1.9	1.8
P	2100	2800	3600	1000	290
Ликвидусные минералы, мас.%					
Ol	6	0	0	0	Не опр.
Cpx	7.5	0	0	0	–"–
Am	0	2.1	17.5	15	–"–
Mt	1.5	1.3	0.5	0.5	–"–
An_{70}	15	12	5	0	–"–
An_{40}	0	5.4	26.5	34	–"–
Ap	0	0	0.5	0.5	–"–
Сумма	30	30	50	50	–"–

Примечание. Жидкость L_1 представляет собой реконструированный состав исходной магмы; жидкости L_2–L_5 – состав магм последовательных этапов кристаллизации. Оксиды – мас.%, элементы – г/т.

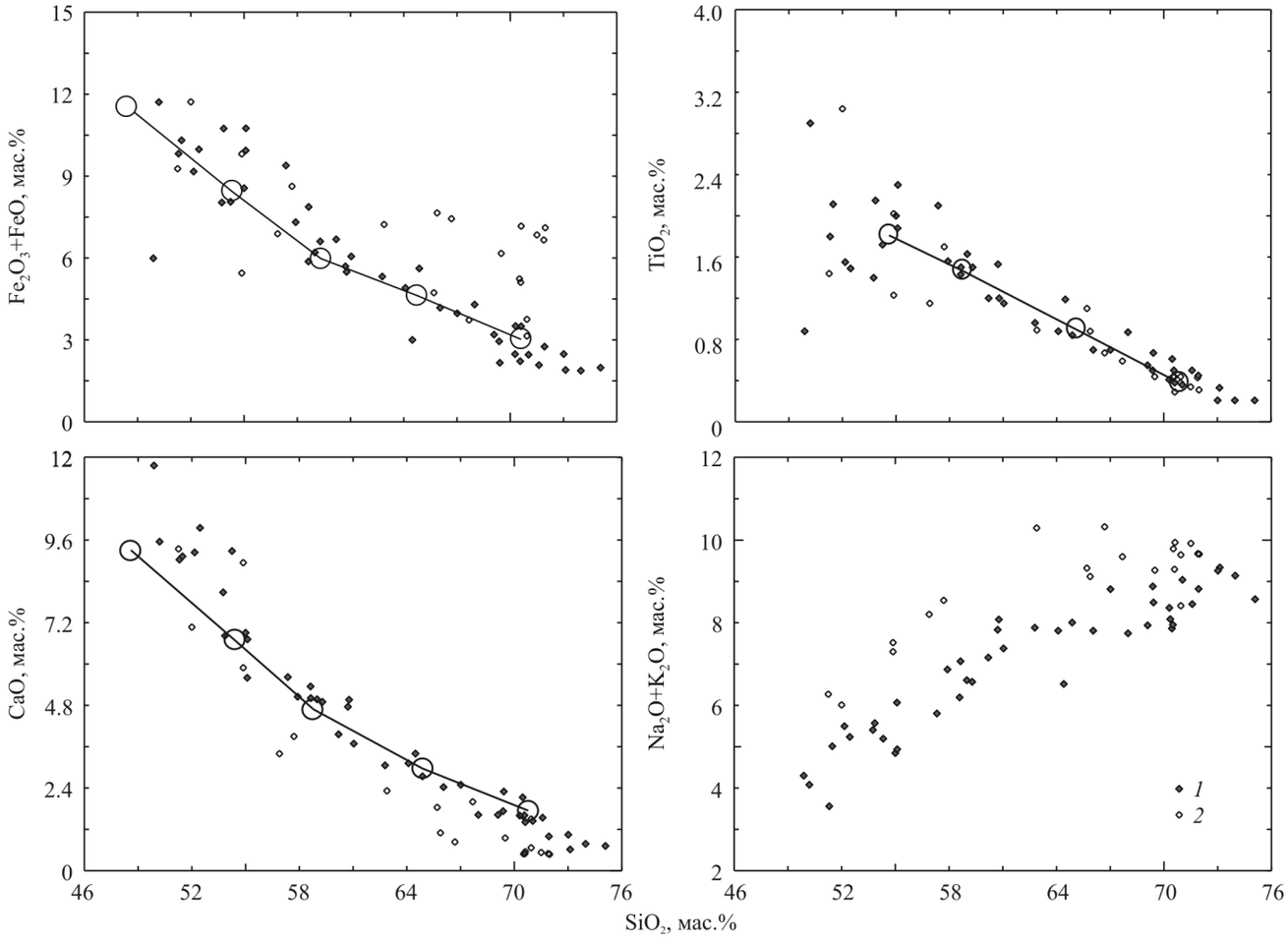


Рис. 2.4. Диаграммы Fe_2O_3 + FeO–SiO_2, TiO_2–SiO_2, CaO–SiO_2, Na_2O + K_2O–SiO_2 для пород габбро-гранитного (*1*) и щелочного (*2*) комплексов магнитогорской серии с результатами моделирования фракционирования при кристаллизационной дифференциации (кружки, соединенные линией).

Расчеты см. в табл. 2.5

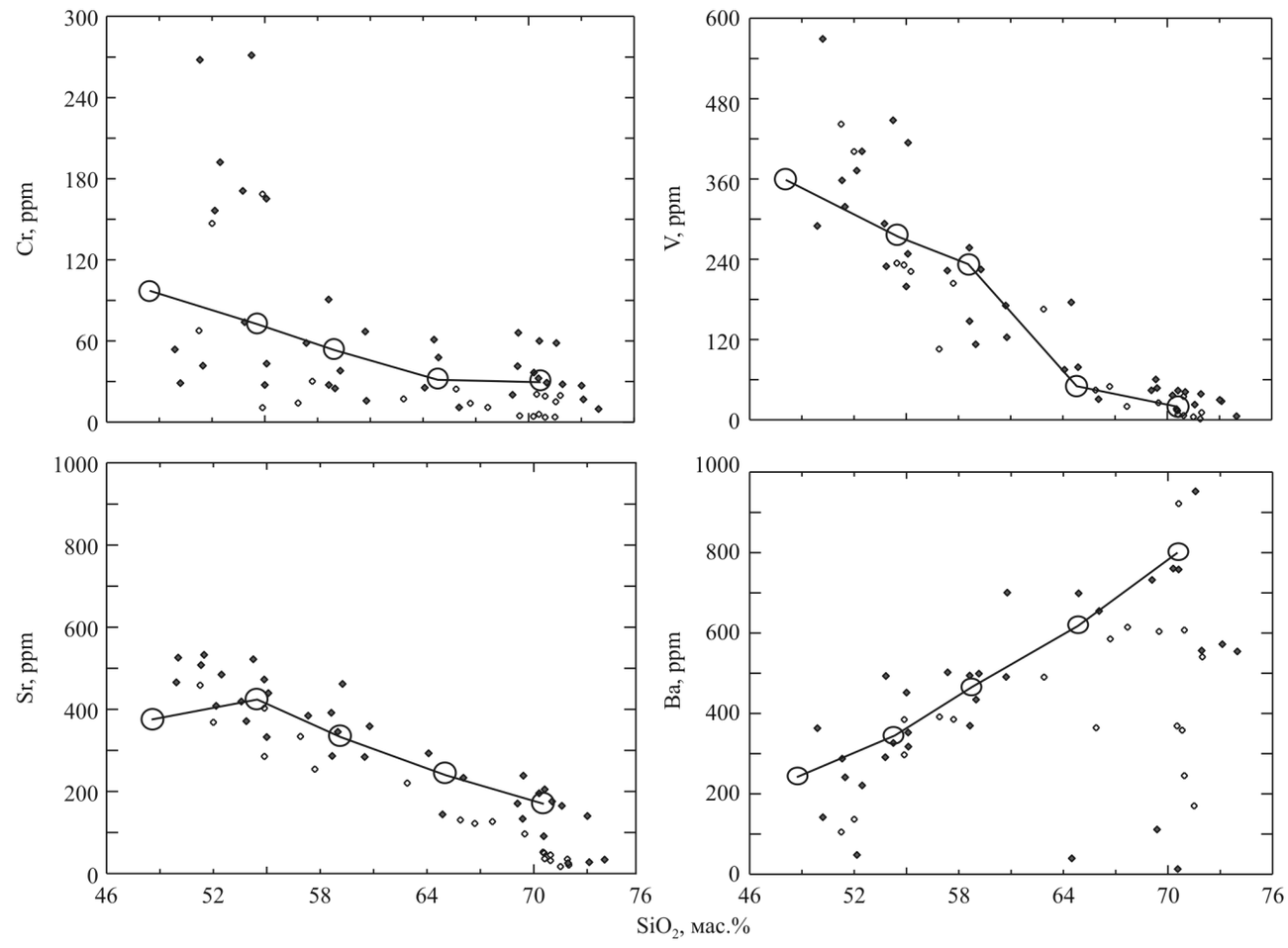


Рис. 2.5. Диаграммы Cr–SiO_2, V–SiO_2, Sr–SiO_2, Ba–SiO_2 для пород габбро-гранитного и щелочного комплексов магнитогорской серии.

Пояснения – см. рис. 2.4

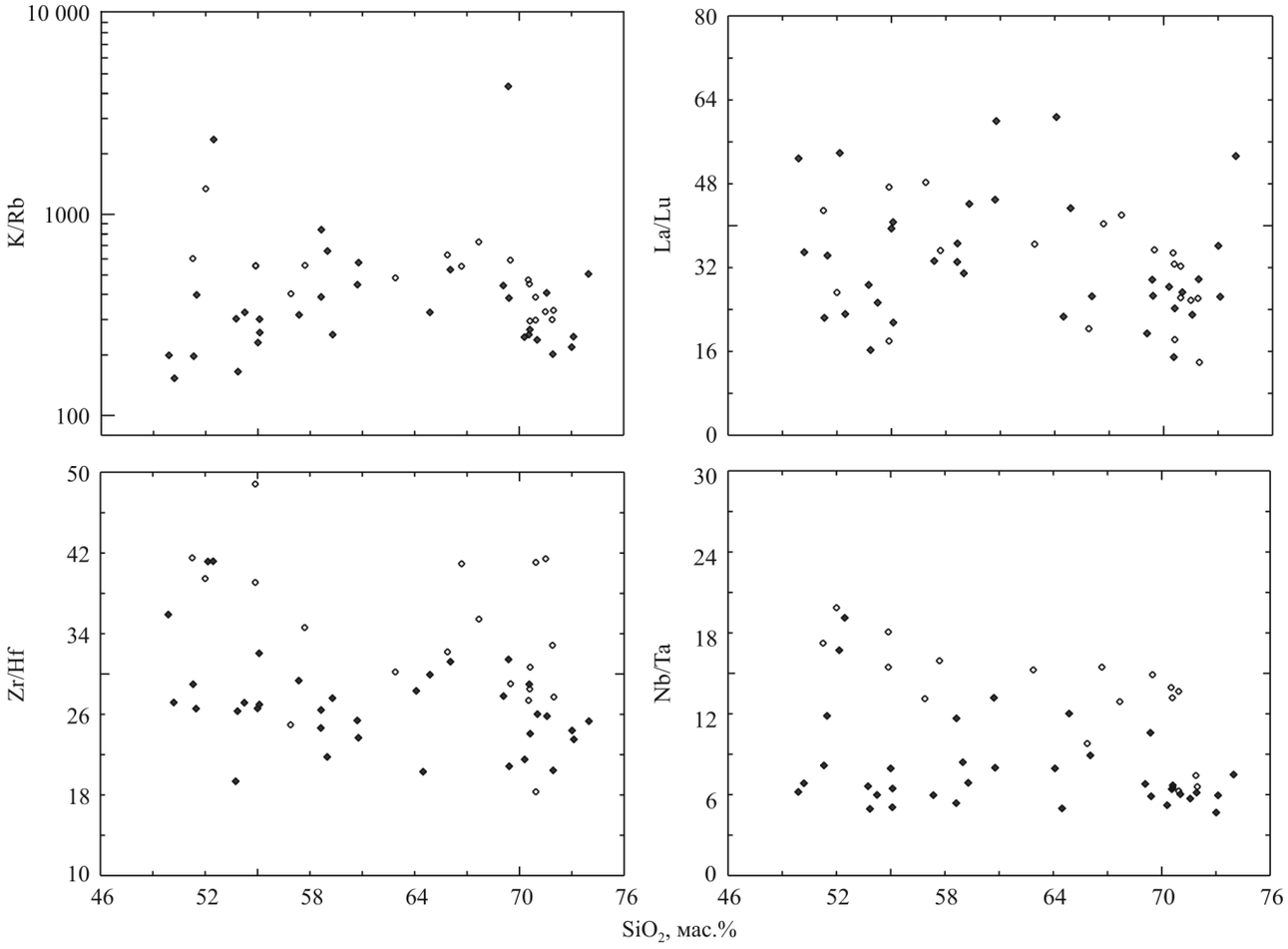


Рис. 2.6. Диаграммы K/Rb–SiO_2, La/Lu–SiO_2, Zr/Hf–SiO_2, Nb/Ta–SiO_2 для пород габбро-гранитного и щелочного комплексов магнитогорской серии.
Пояснения см. на рис. 2.4

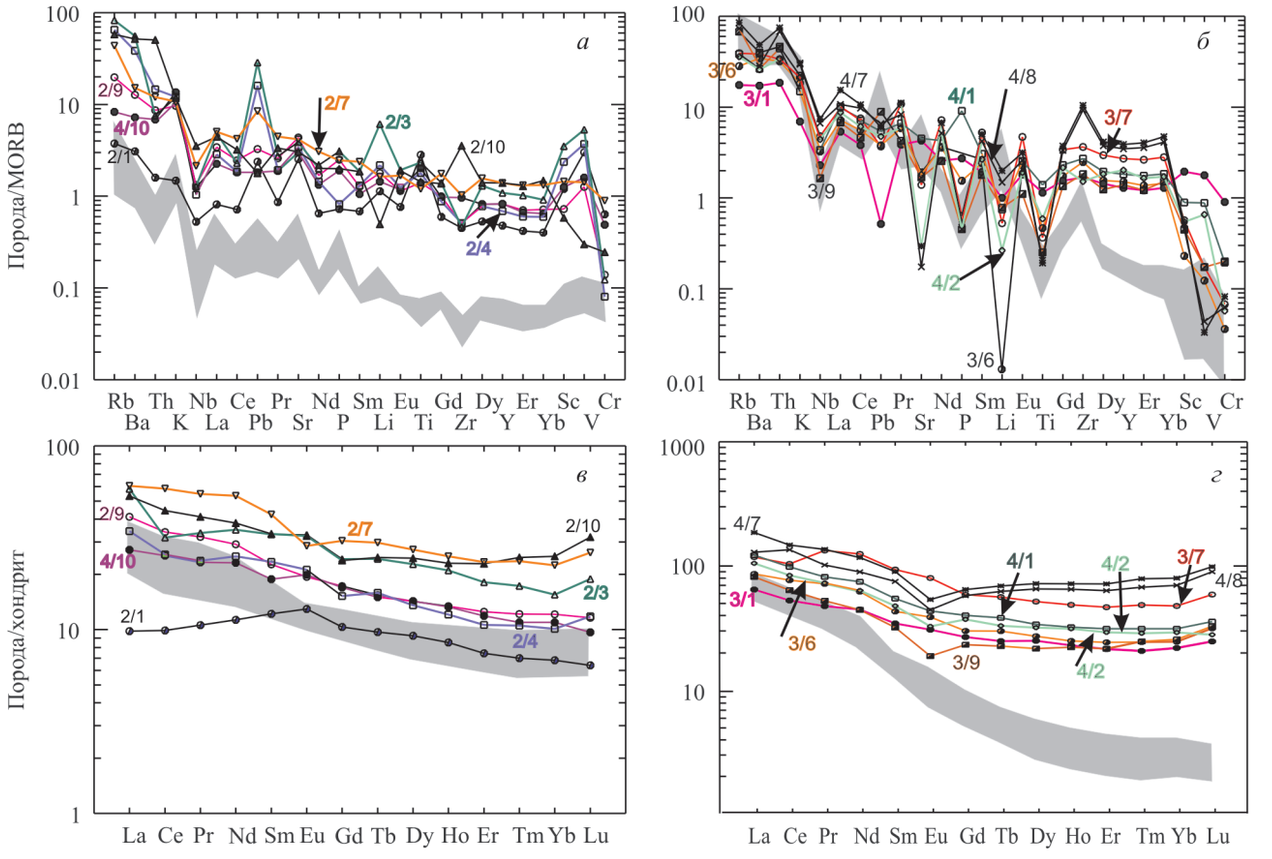


Рис. 2.7. Распределение редких и редкоземельных элементов в габброидах (*а*, *в*) и гранитоидах (*б*, *г*) магнитогорской серии.
В обозначении трендов в числителе – номер таблицы, в которой приведен анализ породы, в знаменателе – номер образца. Серый контур – поле состава габбро (*а*, *в*) и гранодиоритов (*б*, *г*) из мантийно-коровых габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных массивов

ОРУДЕНЕНИЕ

В породах габбрового комплекса главным рудным минералом является высокотитанистый магнетит (содержание TiO_2 10–14%). Состав рассеянного титаномагнетита габброидов и рудного титаномагнетита практически идентичен, что, помимо геологических данных (залегание рудных тел среди габброидов, участие в расслоенности), служит дополнительным аргументом в пользу кумулятивной природы оруденения. Титаномагнетитовые руды образуют линзообразные тела вкрапленного типа, согласные с расслоенностью габброидов, и маломощные, массивные, сегрегационные жилообразные залежи.

С титаномагнетитом в габброидах сосуществует низкотитанистый (содержание TiO_2 1–3%) магнетит, который ассоциирован с роговой обманкой и образован в результате ее окисления. При этом первичная магматическая высокожелезистая роговая обманка переходит в низкожелезистую с выделением магнетита по реакции

$$Hbl^{Fe} + O_2 \rightarrow Hbl^{Mg} + Mt.$$

Детальное изучение степени окисления железа в роговой обманке и биотите мессбауровским методом (Вотяков и др., 2005; Borodina et al., 1999) позволило определить параметры режима кислорода при рудообразовании и окислении первичного минерального парагенезиса.

В породах габбро-гранитоидного и щелочного комплексов большая часть магнетита образована в результате приведенной выше реакции и представлена малотитанистой разностью. Ассоциированные с этими комплексами скарново-магнетитовые залежи в экзоконтактах Магнитогорского (габбро-гранитоидный комплекс) и Богдановского (щелочной комплекс) массивов сложены практически беститановым магнетитом. Судя по ильменит-магнетитовому (Полтавец, 1975) и роговообманково-магнетитовому (Ферштатер, Бородина, 1975) термометрам, температура массового окисления роговой обманки с выделением магнетита в габброидах и гранитоидах составляет 450–600 °С. Примерно такие же температуры фиксируются для скарново-магнетитового оруденения, что позволяет предположить примерно одновременное обособление магнетита в породах и концентрацию его в зонах скарнообразования. Этим объясняется сходство состава магнетита в породах габбро-гранитоидного и щелочного комплексов и ассоциированных с ними скарново-магнетитовых рудах, которые формируются в результате переотложения акцессорного магнетита пород и его очистки от элементов-примесей в процессе этого переотложения. Рудные тела пластообразной и неправильной формы концентрируются преимущественно в области секущих контактов верхней части габбро-гранитоидной зоны штокообразных плутонов и залегают среди скарнов или скарнированных карбонатсодержащих пород (см. рис. 2.3). Наличие близких по составу гранитов как дорудного, так и пострудного возраста (Эвгеосинклинальные…, 1984) свидетельствует о тесной возрастной близости магматизма и скарново-магнетитового оруденения, что подтверждают упомянутые выше данные цирконовой хронологии.

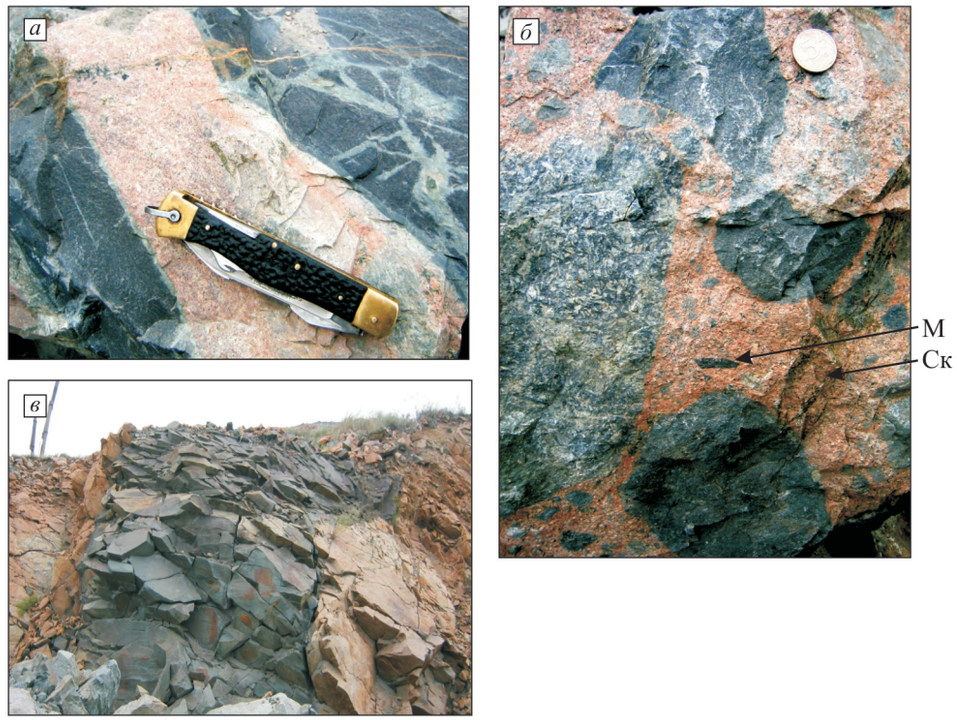


Рис. 2.8. Фото обнажений в карьере месторождения Мал. Куйбас:
а – жила скарнированного дорудного гранита в ороговикованном раннекаменноугольном базальте с существенно полевошпатовыми метасоматическими прожилками, образование которых предшествует скарнированию; *б* – эруптивная брекчия; цемент – пострудный гранит, обломки – ороговикованные и метасоматически переработанные базальты, габбро, скарны (Ск) и магнетитовые руды (М); *в* – дайка диабаза мощностью 3 м в пострудном граните

Магматические породы магнитогорской серии характеризуются высоким содержанием хлора в составе гидроксильной группы таких минералов, как апатит и роговая обманка (Бушляков, Холоднов, 1986; Холоднов, Бушляков, 2002), что свидетельствует о высоком содержании этого элемента во флюиде. Хлоридный перенос обусловливает высокую подвижность магнетита и его концентрацию в области геохимических барьеров, которыми являются карбонатные породы и известковистые скарны.

Общая последовательность магматических и рудно-метасоматических событий в формировании магнитогорской серии следующая: 1) габбро габбрового комплекса и титаномагнетитовое оруденение; 2) габбро и гранитоидные дифференциаты габбро-гранитоидного комплекса, их дайковая свита, представленная тем же набором пород; 3) полевошпатовые метасоматиты, скарны, магнетитовое оруденение; 4) граносиениты, граниты пострудные, в том числе щелочные арфведсонитовые и эгириновые; 5) постинтрузивная дайковая серия, сформированная антидромно. Частично эту последовательность событий иллюстрирует рис. 2.8.

ВЫВОДЫ

Магнитогорская серия представлена полным гомодромным рядом пород повышенной щелочности от габбро до гранита, в том числе щелочного. Породы входят в состав раннекаменноугольной вулканоплутонической ассоциации и локализованы в гипабиссальных интрузивах штокообразной и пластообразной формы, которые приурочены к субмеридиональной системе разломов. С севера на юг уменьшается средняя глубина формирования массивов и возрастает щелочность пород. Главный петрогенетический процесс – кристаллизационная дифференциация базитовой по составу магмы в малоглубинных условиях. Оценить состав этой магмы мы можем на основе габброидов, которые в доступной наблюдению части массивов представляют собой клинопироксен-ортопироксен-лабрадоровую котектику при давлении около 5 кбар (Ферштатер, 1987). Это давление соответствует глубине обособления магмы, исходной для магнитогорской габбро-гранитной серии. Наиболее близко такому составу роговообманково-лабрадоровое габбро 7 в табл. 2.2. Фракционирование Cpx–Opx–Pl-котектики повышает содержание воды в расплаве и приводит к смене этой котектики роговообманково-плагиоклазовой по реакции

$$(4–n)CaMgSi_2O_6 + (6 + n)MgSiO_3 + nCa_2Al_2Si_2O_8 + 2H_2O =$$
$$= 2Ca_2Mg_5Al_nSi_{8–n}O_{22}(OH)_2 + (3n–2)SiO_2 \text{ (Cpx + Opx + An + } H_2O = \text{Hbl + Qu).}$$

Пропорции минералов в этой реакции определяются содержанием глинозема в роговой обманке n. Судя по составам первичной роговой обманки, реликты которой иногда удается наблюдать (Эвгеосинклинальные…, 1984), величина n варьируется в интервале 1.5–2.5. При этом количество ортопироксена, которое расходуется в приведенной реакции, примерно в три раза больше, чем клинопироксена. Этим объясняются обычное отсутствие ортопироксена в габброидах магнитогорской серии и смена клинопироксен-роговообманкового габбро – роговообманковым. Фракционирование Hbl–Pl-котектики повышает содержание кремнезема в расплаве и ведет к образованию гомодромной серии гранитоидов.

Дифференциация происходит на небольшой глубине, которая уменьшается, как отмечалось, в южном направлении. Амфиболовое фракционирование в малоглубинных условиях может быть одной из причин появления расплавов повышенной щелочности, исходных для пород щелочного комплекса, максимально развитого именно в южных массивах.

Кратко перечислим геологические данные, подтверждающие ведущую роль кристаллизационной дифференциации в петрогенезисе магнитогорской серии:

1) преимущественно базитовый (вопреки преобладанию на поверхности гранитоидов) состав интрузивов;

2) вертикальная расслоенность интрузивов, в которых габбро занимает нижнюю, а гранитоиды с постепенным ростом кремнекислотности снизу вверх – верхнюю часть массивов;

3) габбро и гранитоиды обладают единой геохимической специализацией и общими трендами петрогенных и редких элементов, характеризуясь мантийными значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ и εNd.

Глава 3. ОБДУКЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ

Термином «обдукция», введенным в научный оборот Р. Колманом, обозначается надвигание тектонических пластин, сложенных фрагментами океанической литосферы, на континентальную окраину. Прежде чем перейти к рассмотрению собственно магматических пород, образованных в результате обдукции, необходимо хотя бы кратко рассмотреть ее тектонические продукты – офиолиты.

ОБДУЦИРОВАННЫЕ ОФИОЛИТОВЫЕ АЛЛОХТОНЫ

Обдукция – главный тектонический инструмент вывода в структуры коры вещества верхней мантии. Она свойственна ранним этапам развития орогена, и ее главное тектоническое проявление – образование шовных зон, выполненных фрагментами офиолитовых комплексов, среди которых преобладают серпентиниты. В строении наиболее крупных и хорошо сохранившихся аллохтонов нередко удается выявить такие элементы стандартного офиолитового разреза (океанической литосферы), как серпентинизированные мантийные тектониты, промежуточная расслоенная перидотит-габбровая серия, зона параллельных диабазовых даек, пиллоу-лавы (История…, 1984; Савельева, 1987; Семенов, 2000; и др.). Предполагается генетическая связь отдельных частей разреза, обусловленная механизмом их формирования (Колман, 1979; Савельева, 1987; Nicolas, 1989; и др.). Изложенная модель широко используется для обоснования океанического этапа в развитии многих внутриконтинентальных орогенов.

На Урале известно несколько сутур, сложенных фрагментами офиолитов (см. рис. В.1). Слагающие их породы принадлежат альпинотипной формации и детально описаны в многочисленных публикациях прошлого века (Малахов, 1966; Штейнберг, 1969; Золоев, Булыкин, 1974; Штейнберг, Чащухин, 1977; Альпинотипные гипербазиты…, 1985; и др.). Новых геологических данных с тех пор появилось немного, но с ними связаны современные представления о генезисе пород и их принадлежности к океанической литосфере. Некоторые современные данные об условиях формирования и преобразования ультрамафитов и ассоциированного с ними хромитового оруденения приведены в работах С.Л. Вотякова с соавторами (Вотяков и др., 1998; Чащухин, Вотяков, 2009).

Изотопные данные о возрасте офиолитовой ассоциации весьма скудны и трудно интерпретируются. Г.Н. Савельевой с соавторами (2007) определен U–Pb-возраст циркона из хромититов Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале – 585±6 млн лет. Г.А. Петровым с соавторами (2010б) в цирконах из серпентин-хромшпинелевых пород Курмановского месторождения (Средний Урал) были установлены три популяции цирконов возрастом 1600–1700, 588±16 и 428.5±8.5 млн лет, т. е. те же дискретные возрастные группы, что и для габбро Платиноносного пояса Урала (см. главу 1, рис. 1.4, 1.5). Возраст 588±16 млн лет в пределах погрешностей анализа соответствует Sm–Nd изохронному возрасту габбро этого же комплекса (579±42 млн лет) и, вероятно, маркирует эпоху формирования вендской офиолитовой ассоциации.

Sm–Nd-возраст валовых проб дунита, верлита, клинопироксенита и габбро Ключевского массива, расположенного в 80 км восточнее Екатеринбурга, составляет 503±15 млн лет (Иванов и др., 2009).

Первые прямые данные о возрасте обдуцированной условно-океанической литосферы, представленной серпентинитом, были получены для континентальной зоны юго-восточного мегаблока. Из 200-килограммовой пробы выветрелого апогарцбургитового серпентинита с северной окраины пос. Амамбайка А.А. Краснобаевым выделено более 100 зерен циркона, 63 из которых были проанализированы на SHRIMP-II в Университете г. Гранада (Испания) и 35 – методом LA ICP-MS в лаборатории Музея естественной истории (Лондон, Великобритания). Как и во всех ультрамафитах, обоими методами была выявлена сходная полихронная и полигенная популяция цирконов (рис. 3.1). Она включает: 1) предположительно мантийные реликтовые цирконы с архейским возрастом около 2741±50 млн лет (по данным SHRIMP); 2) мезопротерозойские разности (примерно 1900 млн лет); 3) неопротерозойские (1200 млн лет) и 4) две популяции палеозойского возраста: 436±12 млн лет (среднее из 27 измерений) и 334±6 млн лет (среднее из 3 измерений). Протерозойские цирконы отвечают дискордии с верхним пересечением около 2029 млн лет и нижним 900 млн лет и, по-видимому, как и архейские, представляют собой продукты трансформации первично-мантийных цирконов. Силурийские цирконы предположительно образованы в результате кристаллизации из базальтового расплава и отвечают эпохе магмообразования и просачиванию расплавов через перидотиты. И, наконец, раннекаменноугольные цирконы, несомненно, образованы под влиянием интрузий гранитоидов, которыми богат район залегания серпентинитов. Обращает на себя внимание почти точное совпадение палеозойского возраста уральского серпентинита к1851 с возрастом популяций цирконов из молодых пород океанической литосферы района Срединно-Атлантического хребта (Сколотнев и др., 2010). Данные по молодому океаническому базальту показаны на рис. 3.2 на той же самой конкордии, что и серпентинит к1851. Несомненно, что сходство популяций циркона из палеозойской и современной океанической литосферы отражает глобальные эпохи преобразования мантии, сопровождавшегося минералообразованием. Похожие популяции циркона описаны в дунитах из уральских массивов урало-аляскинского типа (см. главу 1; Ферштатер и др., 2009б). Следовательно, мантийные ультрамафиты как офиолитовой, так и других магматических ассоциаций не имеют геологического возраста в обычном понимании этого слова, а их изотопные геохронологические метки фиксируют разные стадии преобразования вещества мантии и коры в ходе геологической эволюции планеты.

Базальтовая составляющая океанической литосферы в большинстве аллохтонов представлена амфиболитами. Имеющиеся в нашей коллекции цирконы из ассоциированных с серпентинитами апобазальтовых метаморфических пород фиксируют, по-видимому, время внедрения (обдукции) горячих гарцбургитовых аллохтонов. Этот вывод подтверждается четкой метаморфической зональностью амфиболитов в обрамлении Кемпирсайского массива, в которых по мере приближения к массиву растет температура минеральных парагенезисов (Ефимов, 1984). В амфиболитах, перекрывающих гарцбургиты в южной части Кемпирсайского массива, развиты типичные метаморфогенные цирконы (Краснобаев, 1986), сравнительно однородные по возрасту (400±8 млн лет) и

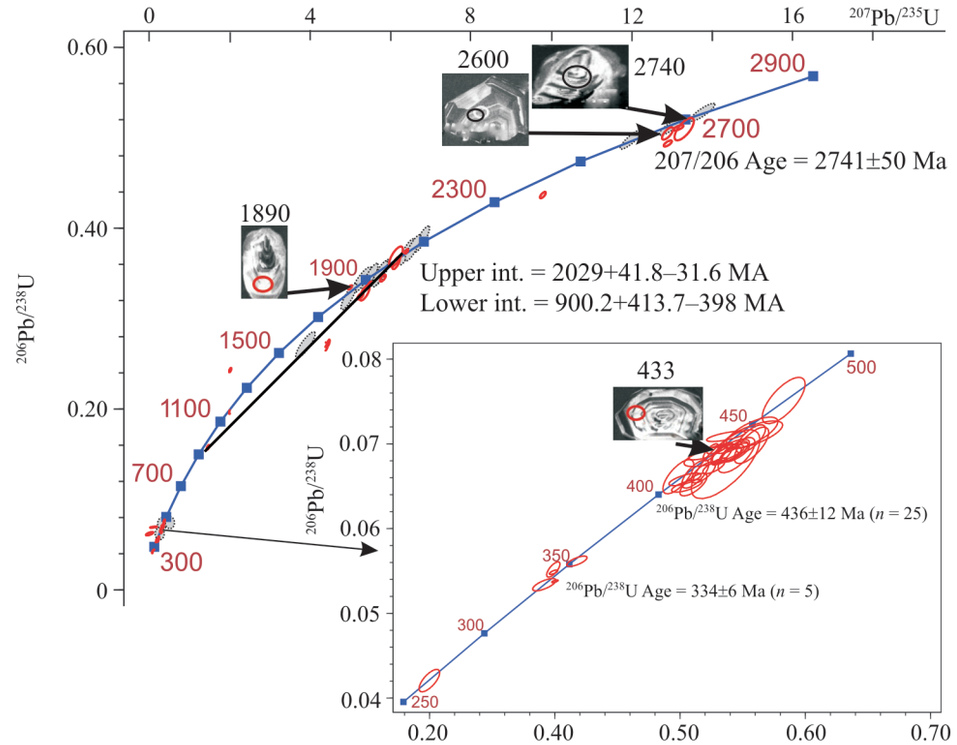


Рис. 3.1. Диаграмма $^{206}Pb/^{238}U$ – $^{207}Pb/^{235}U$ с конкордией для циркона из серпентинита к1851.
Серые эллипсы, ограниченные точечной линией, показывают возраст отдельных зерен циркона из базальта S0654/3 Срединно-Атлантического хребта (Сколотнев и др., 2010). Цифры около фото зерен циркона – возраст, млн лет. Остальные пояснения см. в тексте

химическому составу (см. рис. 2.3, главу 10). Возрастом циркона определяется время обдукции гарцбургитов Кемпирсайского массива в структуры континентальной коры.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ, СВЯЗАННЫЕ С ОБДУКЦИЕЙ

Связанные с обдукцией магматические комплексы обязаны своим образованием двум группам процессов.

1. Обдукционное внедрение офиолитовых аллохтонов неизбежно должно вести к разрыву сплошности верхней мантии вследствие перемещения ее фрагментов на окраину континента. Такие декомпрессионные участки над зоной субдукции представляют собой идеальное место для выплавления мантийных расплавов, внедрение которых сопровождает обдукцию мантийных блоков.

2. Перемещение горячих мантийных блоков в структуры коры сопровождается частичным плавлением пород коры в подошве горячих мантийных блоков при их внедрении с образованием магм гранитоидного состава (Hup-

pert, Sparks, 1988; Nicolas, 1989; Pearce, 1989; Peters, Kamber, 1994; Pedersen, Dunning, 1997; Шкодзинский, 2003). Формирующиеся при этом гранитоиды, которые мы предлагаем для краткости и удобства изложения называть обдукционными, обладают определенной спецификой геологического положения и вещественного состава, позволяющей отличать их от гранитоидов другого происхождения. В первом случае образуются магмы ультрамафитового или мафитового состава, во втором – гранитоидного. И ультрамафит-мафитовые, и гранитоидные комплексы, связанные с обдукцией, пространственно ассоциированы с обдуцированными аллохтонами.

Детальное изучение некоторых офиолитовых комплексов на континентах, в том числе на Урале, показало, что соотношение различных частей названного выше стандартного офиолитового разреза часто не укладывается в рамки единого механизма их формирования. В первую очередь это касается расслоенных интрузивных дунит-верлит-габбровых залежей, отождествляемых с переходной зоной стандартных офиолитовых комплексов. Речь идет о таких массивах на Урале, как верлит-троктолит-габбровый Кокпектинский (Кемпирсайский аллохтон), Аккермановско-Кирпичнинский дунит-клинопироксенит-габбронорит-плагиогранитоидный и Восточно-Хабарнинский дунит-клинопироксенит-вебстерит-габброноритовый (Хабарнинский аллохтон) расслоенный габбро-диоритовый интрузив, ассоциированный с Нуралинским массивом (см. рис. В.1).

Ранее было показано (Ферштатер, 2004), что данные массивы представляют собой более поздние, чем офиолиты, образования и не связаны с океаническими спрединговыми зонами, относятся к континентальному этапу в эволюции офиолитов. Основные доводы в пользу различной природы расслоенных массивов и остальной части офиолитового комплекса заключаются в следующем.

1. Наблюдается большой разрыв во времени между формированием гарцбургит-габбро-базальтовой (условно-океанической) частью офиолитового комплекса и расслоенного массива, составляющий более 20–30 млн лет. Ко времени формирования расслоенных массивов офиолитовые аллохтоны были уже надвинуты на структуры континентальной коры.

2. Между тем как гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты имеют отчетливое тектонически аллохтонное залегание, расслоенные массивы обнаруживают интрузивные соотношения как с самими гарцбургитами, так и с вмещающими их породами, в том числе с породами континентальной коры.

3. Отдельные расслоенные массивы (Восточно-Хабарнинский, Нуралинский) сложены не характерными для океанических комплексов породами с «континентальной» геохимией. Породы этих массивов обогащены калием и крупноионными литофильными редкими элементами, и их формирование совместно с офиолитами представляется сомнительным.

Обдукционный магматизм Кемпирсайско-Хабарнинского аллохтона

Формирование кемпирсайско-хабарнинского комплекса (рис. 3.2), одного из самых крупных хорошо сохранившихся и детально изученных, представляет собой определенную последовательность тектонических и магматических событий, связанных с его обдукцией, продолжительностью не менее 50–70 млн лет. Эта последовательность включает два этапа (Ферштатер и

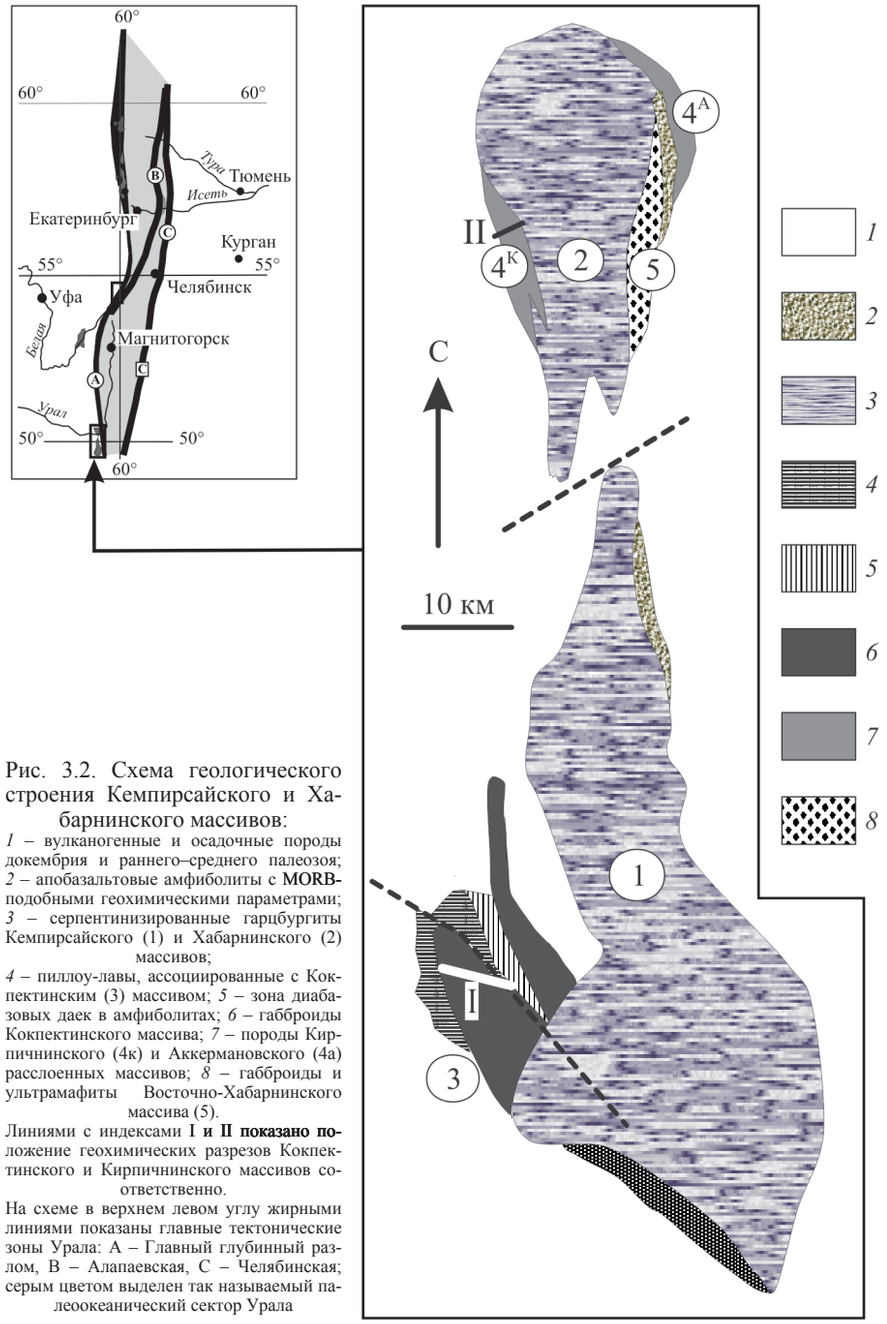


Рис. 3.2. Схема геологического строения Кемпирсайского и Хабарнинского массивов:

1 – вулканогенные и осадочные породы докембрия и раннего–среднего палеозоя; *2* – апобазальтовые амфиболиты с MORB-подобными геохимическими параметрами; *3* – серпентинизированные гарцбургиты Кемпирсайского (1) и Хабарнинского (2) массивов;

4 – пиллоу-лавы, ассоциированные с Кокпектинским (3) массивом; *5* – зона диабазовых даек в амфиболитах; *6* – габброиды Кокпектинского массива; *7* – породы Кирпичнинского (4к) и Аккермановского (4а) расслоенных массивов; *8* – габброиды и ультрамафиты Восточно-Хабарнинского массива (5).

Линиями с индексами **I и II показано положение** геохимических разрезов Кокпектинского и Кирпичнинского массивов соответственно.

На схеме в верхнем левом углу жирными линиями показаны главные тектонические зоны Урала: А – Главный глубинный разлом, В – Алапаевская, С – Челябинская; серым цветом выделен так называемый палеоокеанический сектор Урала

др., 2005), первый из которых представлен формированием собственно океанического (?) комплекса, состоящего из дунит(лерцолит)-гарцбургитовых тектонитов и сопровождающих их параллельных диабазовых даек и пиллоу-лав с N-MORB геохимическими параметрами. Второй этап – обдукция этого комплекса в структуры континентальной коры. Со вторым, обдукционным, этапом связаны следующие магматические образования: 1) Восточно-Хабарнинский дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитовый расслоенный массив, прорывающий и подстилающий гарцбургиты Хабарнинского массива (Петрология…, 1991), 2) небольшие кольцевые интрузивы такого же состава в гарцбургитах Хабарнинского массива, принадлежащие молостовскому комплексу (Пушкарев, 1987), 3) крупный верлит-троктолит-габбровый расслоенный Кокпектинский интрузив в западной части Кемпирсайского массива (Эвгеосинклинальные…, 1984) и Аккермановско-Кирпичнинский расслоенный дунит-клинопироксенит-габбро-плагиогранитный интрузив (Ферштатер и др., 2004), который прорывает и перекрывает хабарнинские гарцбургиты, 4) рои спессартитовых даек, определенных ранее (Эвгеосинклинальные…, 1984) как ассоциация «калиевых габброидов», и 5) обдукционные граниты и сопровождающие их мигматиты.

Возраст отдельных фрагментов аллохтона. В этом разделе приводятся в основном обобщенные данные. Подробные сведения о изотопных исследованиях можно найти в цитируемых статьях.

Фаунистически определенный возраст пиллоу-лав, ассоциированных с Кемпирсайским гарцбургитовым массивом, отвечает среднему ордовику, т. е. примерно 460 млн лет (Иванов, 1988, Коробков и др., 1988). Изотопный возраст пород Кемпирсайского массива установлен разными методами в интервале 420–400 млн лет (Edwards, Wasserburg, 1985; Sharma, Wasserburg, 1996; Melcher et al., 1999), отражающем разные этапы его становления и преобразования. Sm–Nd-возраст апатита, флогопита, амфибола, как и породы в целом для пироксенитовой дайки в кемпирсайских гарцбургитах, составляет 427±55 млн лет, что можно считать верхней возрастной границей уже серпентинизированных мантийных тектонитов. U–Pb-возраст валовой фракции циркона из этого же пироксенита по верхнему пересечению с конкордией – 420±10 млн лет (Melcher et al., 1999). Судя по имеющимся скудным описаниям габброидов, наиболее распространенные значения Rb–Sr- и Sm–Nd-возраста этих пород (около 400 млн лет) относятся к расслоенному Кокпектинскому массиву.

Большой объем изотопных исследований выполнен в последние годы в Хабарнинской части аллохтона (Ферштатер и др., 2007; Пушкарев и др., 2008). В результате определен изотопный возраст Восточно-Хабарнинского и Аккермановско-Кирпичнинского массивов, клинопироксен-амфибол-биотитового габбро (проба к1071) из кольцевого Губерлинского интрузива молостовского комплекса, а также вмещающих метаморфических пород из восточного экзоконтакта Восточно-Хабарнинского массива (рис. 3.3).

Из Восточно-Хабарнинского массива изучен циркон дунита и амфиболизированного габбро-норита (Ферштатер и др., 2009б; см. главу 1). Дунит к1832 характеризуется полихронной и полигенной ассоциацией цирконов, как и другие дуниты платиноносного типа. Наиболее распространенные палеозойские цирконы представлены зональными короткопризматическими зернами магма-

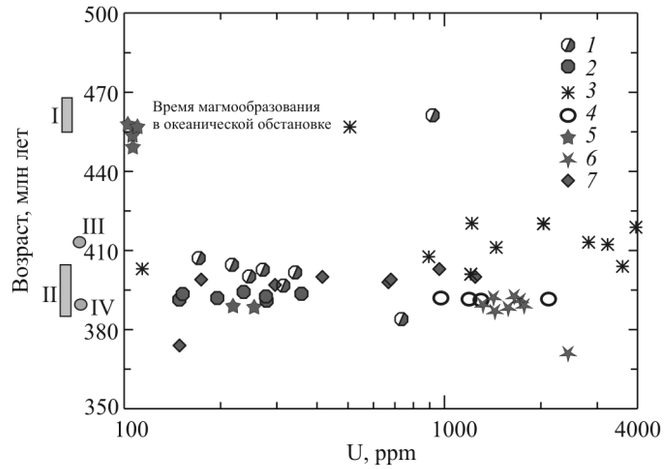


Рис. 3.3. Диаграмма возраст–содержание U для палеозойских цирконов из пород Кемпирсайско-Хабарнинского аллохтона.

Породы, из которых выделены цирконы: *1* – дунит к1832 и *2* – амфиболизированный габбро-норит к1834 Восточно-Хабарнинского массива; *3* – габбро к1071 из Губерлинского интрузива молостовского комплекса; *4* – плагиогранит хб1660 (Пушкарев и др., 2008) и *5* – оливиновый габбро-норит к1830, представляющие сателлиты Аккермановско-Кирпичнинского массива; *6* – гранатовый гранит к1076, дайка в троктолите Кокпектинского массива; *7* – амфиболит к1036, перекрывающий гарцбургиты Кемпирсайского массива. Серыми прямоугольниками показаны возрастные интервалы магмообразования в океанической обстановке, зафиксированные фаунистическим возрастом базальтов (I), и основного этапа обдукции (II), серыми кружками – возраст главного этапа формирования Восточно-Хабарнинского (III) и Аккермановско-Кирпичнинского (IV) массивов

тического облика возрастом 407–402±4 млн лет. Они образованы в результате магматической кристаллизации из ассоциированных с дунитами габбро-норитов и вебстеритов и попали в кумулус вместе с оливином. Формирование этих цирконов, по-видимому, происходило в одном из поздних этапов становления габбро-норитов, а именно в этап кристаллизации порций расплава, богатых водой, с которыми связано образование роговой обманки. Такой же верхний возрастной лимит образования дунитов определяется и по циркону из даек тонкозернистых горнблендитов (иситов) в дунитах (Готтман и др., 2011). Возраст кристаллизации исходного расплава, продуктами которого являются вебстериты, составляет, по данным Sm–Nd-метода, 411±12 млн лет (Пушкарев и др., 2008) и характеризует начальные эпизоды становления Восточно-Хабарнинского массива.

Из пяти проанализированных на ионном зонде Cameca IMS1270 NORDSIM (Стокгольм) зерен циркона из габбро к1071 Губерлинского интрузива молостовского комплекса (Петрология…, 1991) в гарцбургитах три отвечают основной разновидности, характеризующей время формирования габбро – 415±10 млн лет назад (рис. 3.3), а в двух других был определен докембрийский возраст 700 и 1429 млн лет, который на Урале имеет только континентальная кора фундамента орогена. Это означает, что 415 млн лет назад мантийные тектониты, слагающие подавляющую по объему часть Кемпирсайского и Хабарнинского массивов, были уже надвинуты на структуры континентальной коры и магматизм этого возраста так или иначе связан с обдукцией. Такой же возраст – 415 млн лет – имеют гранатовые амфиболиты – продукты зонально-

го контактового метаморфизма, залегающие в восточном экзоконтакте Восточно-Хабарнинского массива (Пушкарев и др., 2008). Таким образом, данные цирконовой хронологии свидетельствуют о том, что Восточно-Хабарнинский массив и связанные с ним интрузивы молостовского комплекса сформировались в интервале 400–415 млн лет назад.

Обдукция и сопровождающий ее магматизм на этом не прекратились. В интервале 400–390 млн лет назад с максимумом примерно в 400 млн лет (см. рис. 3.3) имели место такие важные эпизоды постофиолитового магматизма, как формирование расслоенных интрузивов (Кокпектинский, Аккермановско-Кирпичнинский) и сопровождающих роев спессартитовых даек, образование основной массы обдукционных гранитов.

Цирконовый возраст Аккермановско-Кирпичнинского расслоенного интрузива определен по оливиновому габбро-нориту (к1830), образующему силлоподобное тело в сланцах тектонического окна в северной части Хабарнинского массива (рис. 3.4, *б*) и представляющему собой, по-видимому, подводящий канал расслоенного интрузива, а также по плагиогранитам, завершающим его становление (Эвгеосинклинальные…, 1984). Большую часть цирконов из оливинового габбро-норита составляют зональные зерна, имеющие возраст 454±5 млн лет, и вероятно, представляющие собой материал, заимствованный из вмещающих пород. Такой же по морфологии и возрасту циркон выявлен в гранатовых гранитогнейсах, расположенных в 1 км от габбро-норита в пределах того же тектонического окна. Единственное зерно, которое может принадлежать собственному циркону габбро-норита и отвечать возрасту породы, представлено метамиктной разностью возрастом 387±4 млн лет. Примерно такой же возраст 394±2 млн лет установлен для первичной популяции циркона из роговообманкового плагиогранита (Пушкарев и др., 2008). Эти данные позволяют предположить, что возраст Аккермановско-Кирпичнинского массива составляет около 390 млн лет и отвечает границе раннего и среднего девона. Такой же возраст массива предполагается оренбургскими геологами, проводившими здесь геологическую съемку масштаба 1:50 000 (руководитель В.Т. Тищенко).

Обдукционные граниты в Восточно-Хабарнинском массиве тесно ассоциированы с амфиболизированными габбро-норитами и имеют возраст около 390 млн лет. В Кемпирсайской части аллохтона определен U–Pb-возраст циркона из дайки гранатового гранита в троктолитах Кокпектинского массива, который составляет 389±5 млн лет. Эта дайка гранита в Кокпектинском массиве пересекает дайку спессартита. Тем самым возраст роев спессартитовых даек оказывается в узком возрастном интервале 390–400 млн лет.

Таким образом, хронологию магматических и тектонических событий в Кемнирсайско-Хабарнинском аллохтоне можно представить следующим образом.

Океанический этап: средний ордовик (460 млн лет назад). Образование магмы с геохимическими характеристиками N-MORB, просачивание магмы сквозь вещество верхней мантии и формирование ультрамафитовых (дунит-гарцбургитовых) реститов, базальтовые излияния.

Континентальный этап, обдукция и сопровождающий ее магматизм.

Верхний силур – нижний девон (415–400 млн лет назад). Дунит-пироксенит-габбро-норитовый Восточно-Хабарнинский расслоенный массив и сопровождающие его интрузивы молостовского комплекса.

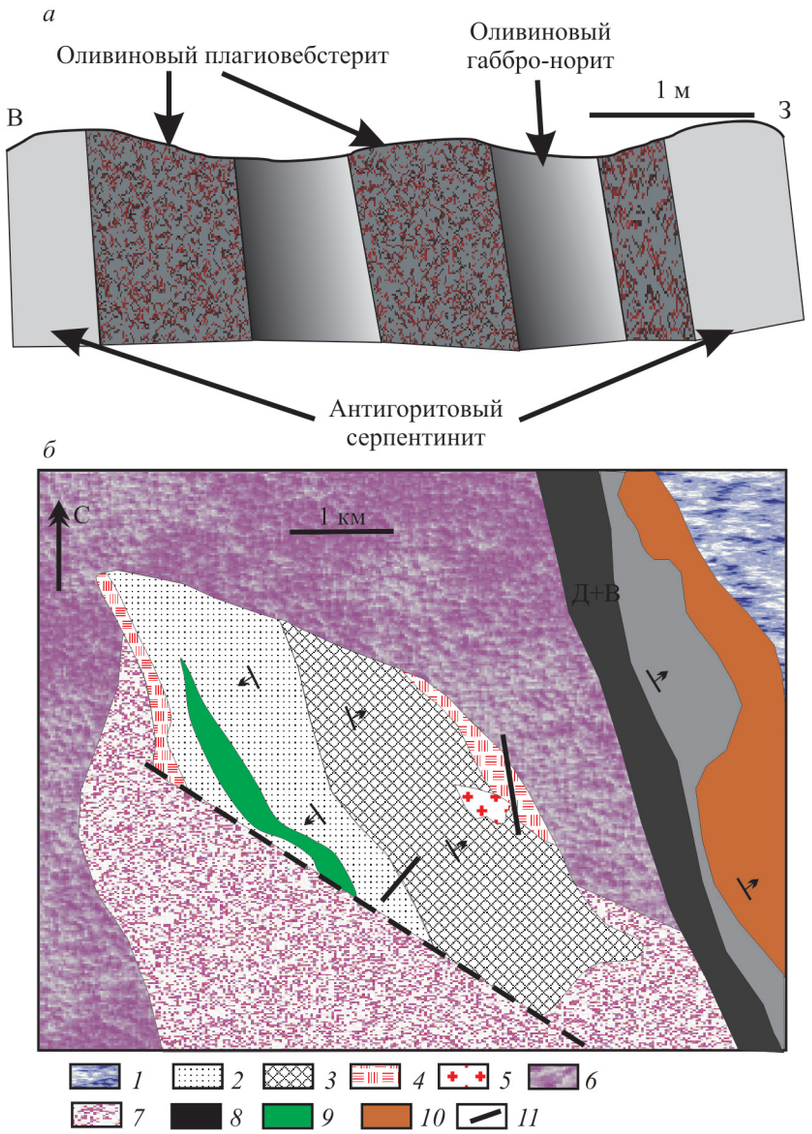


Рис. 3.4. Интрузивные тела в породах лежачего бока Кирпичнинского и Аккермановского массивов.

а – расслоенная вебстерит-габбро-норитовая дайка в антигоритовых серпентинитах лежачего бока Кирпичнинского массива;

б – фрагмент строения Аккермановского массива и тектонического окна в восточной части Хабарнинского офиолита (составлена по данным геологических съемок геологов Оренбургского геолкома масштаба 1:50 000 с дополнениями автора): *1* – осадочные породы D_2 (?); породы подошвы гарцбургитовой пластины: *2* – слюдисто-кремнистые сланцы, *3* – сланцы, амфиболиты, фельзиты, *4* – гранатовые гнейсы и мигматиты, *5* – гранатовые граниты, предположительно образованные в результате анатексиса в подошве гарцбургитов; *6* – гарцбургиты; *7* – габбро-нориты Восточно-Хабарнинского массива; породы Аккермановского интрузива: *8* – верлиты, *9* – оливиновые габбро-нориты, *10* – базальты; *11* – дайки габбро-диабазов.

Следует обратить внимание на силлообразное интрузивное тело оливиновых габбро-норитов среди сланцев в тектоническом окне, аналогичных по составу и структуре соответствующим породам Аккермановского массива

Нижний девон (около 400 млн лет назад). Кокпектинский верлит-троктолит-габбровый расслоенный массив и сопровождающие его параллельные диабазовые дайки.

Нижний девон (400–390 млн лет назад). Рои спессартитовых даек.

Нижний девон (390–394 млн лет назад). Аккермановско-Кирпичнинский расслоенный дунит-клинопироксенит-габбро-плагиогранитный массив и сопровождающие его параллельные диабазовые дайки и базальты.

Граница нижнего и среднего девона (390 млн лет назад). Обдукционные граниты.

Интервал времени обдукционного магматизма Кемпирсайско-Хабарнинского аллохтона включает все магматические и метаморфические (в том числе формирование высокобарических гранатовых пироксенитов и метабазитов Миндякского и Кракинского массивов) события в южноуральских структурах, примыкающих к ГУР (Пушкарев и др., 2010).

Расслоенные интрузивы

Расслоенные интрузивы образуют две группы по вещественному составу преобладающих габброидов: обогащенные калием (Восточно-Хабарнинский) и бедные калием (Кокпектинский и Аккермановско-Кирпичнинский) массивы. Обе группы характеризуются связью с мантийными тектонитами, но в их геологическом положении имеются существенные различия.

Восточно-Хабарнинский дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбровый массив залегает, как следует из его названия, в восточной части Хабарнинского гарцбургитового массива и, по данным ряда исследователей, вместе с гарцбургитами находится в перевернутом положении (Пейве и др., 1971; Руженцев, 1976; Перфильев, 1979; История..., 1984). Массив подробно описан в отдельной работе (Петрология…, 1991). Он имеет многофазное строение и сложен, как минимум, четырьмя крупными залежами (снизу вверх в современном залегании): габбро-норитовой, вебстеритовой, клинопироксенитовой и верлит-дунитовой (рис. 3.5). Строение массива в целом сходно с опрокинутым стандартным расслоенным интрузивом, но анализ строения каждой залежи в отдельности позволяет усомниться в справедливости этого положения.

Минеральный состав главных разновидностей пород (обозначения минералов по: The nomenclature…, 1998; цифры у индексов железомагнезиальных силикатов – железистость = 100Fe/(Fe + Mg), у плагиоклаза – содержание анортита) следующий: дунит – $Ol_{8–10}$, $Ol_{15–18}$, Cpx_5, Cr; клинопироксенит – $Ol_{10–20}$, $Cpx_{5–25}$, Bt_{25}, Hbl_{30}, Cr, Mt; вебстерит – $Cpx_{25–30}$, Opx_{30}, Hbl_{30}, $Pl_{80–60}$, Mt (±Or); габбро-норит – $Cpx_{30–35}$, $Opx_{35–40}$, $Hbl_{40–50}$, $Bt_{40–50}$, $Pl_{60–50}$, Mt, Or.

Габбро-нориты и вебстериты характеризуются нормальной для расслоенных базитов скрытой геохимической зональностью, которая согласуется с моделью магматического фракционирования: снизу вверх в них уменьшается содержание никеля, возрастает концентрация титана, иттрия, увеличивается железистость, тогда как клинопироксенитовая и верлит-дунитовая залежи имеют противоположные тренды. Показательно поведение натрия в габброноритах, содержание которого отчетливо растет снизу вверх и отражает рост щелочности и лейкократовости в ходе эволюции, что свойственно трендам кристализационной дифференциации базитов.

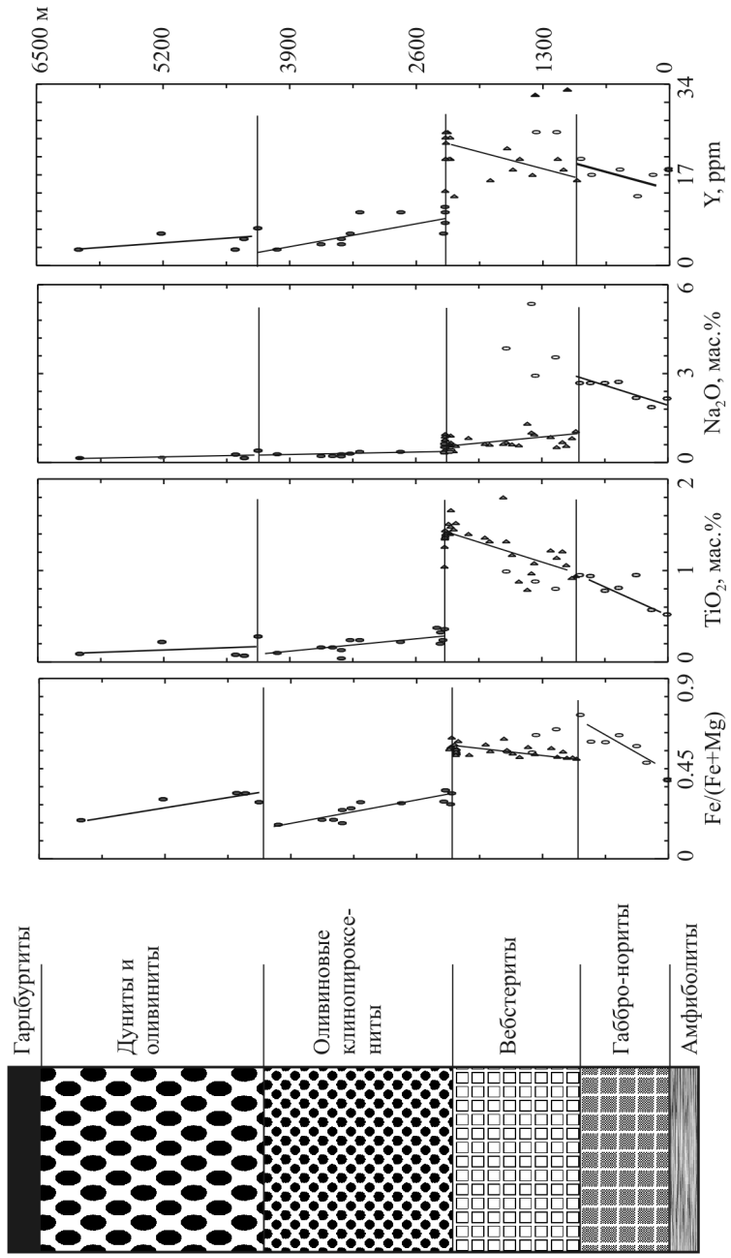


Рис. 3.5. Схематический разрез и геохимические профили Восточно-Хабарнинского массива.
Фигуративные точки габбро-норитов в поле развития вебстеритов представляют собой габбро-норитовые дайки

Важно отметить, что выявленные тренды изменения состава габбро-норитов основной залежи прослеживаются и в телах габбро-норитов среди вебстеритов, что свидетельствует о связи этих тел с верхними зонами магматической камеры, заполненной габбро-норитовым расплавом. Габбро-нориты содержат ксенолиты контактирующих с ними на востоке амфиболитов и образуют в них дайки, а вебстериты, в свою очередь, образуют дайки в вышезалегающих пироксенитах, дунитах, гарцбургитах и амфиболитах (Петрология…, 1991).

Тренды поведения всех элементов в залежах, сложенных оливиновыми клинопироксенитами и верлитами и дунитами, не противоречат представлению об их опрокинутом залегании. Таким образом, вопрос о тектоническом положении Восточно-Хабарнинского массива в целом и его отдельных составляющих остается открытым.

Породы Восточно-Хабарнинского массива характеризуются повышенным содержанием калия и крупноионных литофильных элементов (КИЛЭ) (табл. 3.1), а также отрицательным наклоном трендов распределения РЗЭ (рис. 3.6) с $La_N/Lu_N > 2$. Эти тренды в габбро-норитах и вебстеритах сходны, а в области средних и тяжелых РЗЭ – идентичны. Породы клинопироксенитовой залежи отличаются в 5–10 раз более низким содежанием РЗЭ. Распределение редких элементов характеризуется наличием положительных аномалий Sr, P и отрицательных – Zr, Nb. Вещественный состав пород (см. табл. 3.1) свидетельствует о принадлежности магматического источника к континентальной литосфере.

Восточно-Хабарнинский массив сопровождается небольшими кольцевыми интрузивными дунит-верлит-клинопироксенит-габбро-гранитоидными телами в гарцбургитах, которые выделены в молостовский комплекс (Эвгеосинклинальные…, 1984; Пушкарев, 1987; Петрология…, 1991). В отличие от габбро-норитов Восточно-Хабарнинского расслоенного массива, производных маловодного расплава, которые содержат роговую обманку только в качестве позднего минерала, габброиды молостовского комплекса – это продукты кристаллизации более богатой водой магмы, и поэтому роговая обманка в них выделяется на раннем этапе в парагенезисе с клинопироксеном.

Жильная фация восточно-хабарнинского и молостовского комплексов представлена редкими дайками клинопироксен-роговообманковых ортоклазсодержащих габброидов. Одна из таких даек зафиксирована в контактирующем на севере с хабарнинскими гарцбургитами блоке континентальной коры, представленном андезитоидными вулканитами и ультракалиевыми риолитами. Эта дайка, рассекая и гарцбургиты, и вмещающие их породы, как бы «сшивает» гарцбургитовый аллохтон с его континентальным окружением (рис. 3.7). Минеральный состав габброидов Восточно-Хабарнинского массива, молостовского комплекса и преимущественно роговообманковых жильных габбро несколько различен, однако содержание петрогенных и редких элементов в них практически тождественно (рис. 3.8). Это обстоятельство свидетельствует о близком составе субстрата габброидов и близких геодинамических условиях их формирования. Особенности состава и геологическое положение пород однозначно указывают на их формирование после обдукции гарцбургитов (офиолитов) в структуры континентальной коры.

Аккермановский и Кирпичнинский массивы прорывают и перекрывают аллохтонные пластины сложно построенного Хабарнинского офиолита (см.

Таблица 3.1

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в типичных породах Восточно-Хабарнинского массива (1–8) и габбро молостовского комплекса (9)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	39.66	43.50	49.80	43.60	44.90	45.50	50.82	50.20	50.58
TiO_2	0.27	0.25	0.28	0.88	1.51	1.18	0.86	0.94	0.76
Al_2O_3	4.86	5.21	3.47	5.21	5.91	11.11	16.93	16.73	17.06
Fe_2O_3	7.16	3.94	1.80	7.39	8.47	3.34	3.25	1.37	0.41
FeO	5.08	6.45	5.72	9.47	8.63	9.60	6.16	7.54	8.78
MnO	0.15	0.19	0.14	0.28	0.27	0.25	0.23	0.16	0.16
MgO	29.48	25.56	18.60	15.60	13.46	12.20	5.20	6.23	4.76
CaO	4.11	9.19	17.90	13.71	14.81	12.62	9.47	9.79	8.62
Na_2O	0.34	0.34	0.40	0.58	0.60	1.02	2.85	2.68	2.68
K_2O	0.20	0.07	0.07	0.17	0.27	0.74	2.20	2.00	1.64
P_2O_5	0.16	0.12	0.10	0.48	0.22	0.26	0.33	0.25	0.56
Li	1.64	1.93	1.87	3.32	5.35	4.88	14.48	11.10	1.71
Rb	2.31	2.98	0.35	0.48	0.05	3.11	67.34	32.12	33.45
Sr	65.25	76.0	73.3	98.24	150.8	724.8	873.0	847.1	1120.6
Ba	26.6	29.5	2.6	7.8	40.4	220.9	449.6	588.3	514.1
Sc	24.00	37.3	92.8	69.39	97.5	56.5	18.8	25.1	2.13
V	129.9	155.2	241.6	713.5	803.8	574.6	333.8	372.3	286.9
Cr	3127	3569.2	1660.7	498.1	306.3	506.5	94.5	90.2	71.8
Co	107.6	86.3	63.4	69.25	63.4	54.5	30.0	35.8	22.9
Ni	1081	714.6	Не опр.	66.00	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cu	44.04	61.6	–“–	91.31	56.0	55.9	49.3	45.6	33.3
Zn	57.84	58.3	55.0	144.88	162.6	138.6	133.6	126.0	118.1
Ga	4.21	4.67	3.81	11.59	14.62	17.57	25.05	25.57	24.71
Y	4.11	4.79	7.25	17.32	23.12	20.85	19.31	16.97	19.16
Nb	0.15	0.13	1.83	2.09	2.58	2.97	3.59	2.29	4.17
Ta	0.04	0.03	0.00	0.66	0.86	0	0	0	0.02
Zr	3.74	4.99	0	10.59	14.16	14.54	27.08	13.59	45.92
Hf	0.21	0.23	0	0.51	0.62	0.64	0.80	0.39	1.82
U	0.02	0.30	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1.24	0.13	1.85
Th	0.05	0.11	–“–	–“–	–“–	–“–	2.61	0.41	3.17
La	0.76	0.74	0.28	1.89	2.46	3.74	11.31	5.94	12.75
Ce	2.16	2.32	0.99	7.07	9.84	12.70	26.82	13.98	30.53
Pr	0.40	0.39	0.31	1.31	1.97	2.29	3.46	1.93	4.06
Nd	1.99	2.08	2.28	8.18	11.61	12.78	14.80	9.62	19.16

Окончание табл. 3.1

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sm	0.60	0.69	0.69	2.50	3.47	3.48	3.30	2.55	4.12
Eu	0.21	0.25	0.21	0.65	0.88	0.99	1.07	1.10	1.20
Gd	0.71	0.80	0.84	2.48	3.46	3.19	2.96	2.40	3.24
Tb	0.12	0.14	0.14	0.45	0.59	0.52	0.47	0.39	0.53
Dy	0.79	0.88	1.00	2.82	3.83	3.52	2.87	2.65	3.23
Ho	0.16	0.19	0.19	0.59	0.76	0.73	0.61	0.55	0.66
Er	0.44	0.50	0.47	1.56	2.02	1.86	1.63	1.38	1.78
Tm	0.06	0.07	0.08	0.25	0.34	0.27	0.28	0.25	0.30
Yb	0.39	0.46	0.42	1.43	1.95	1.73	1.78	1.53	1.92
Lu	0.06	0.07	0.07	0.26	0.35	0.30	0.33	0.27	0.35

Примечание. 1 и 2 – верлиты **Hb1239 и Hb1216 соответственно; 3 – оливиновый клинопироксенит Hb1180;** 4 и 5 – вебстериты из нижней и верхней частей залежи **Hb880 и Hb1195 соответственно; 6 – дайка вебстерита Hb1257;** 7 и 8 – габбро-нориты 570/852 и **Hb855 соответственно; 9 – габбро из трубки в гарцбургитах Hb212 (молостовский** комплекс).

рис. 3.1). По всей вероятности, они представляют собой части единого интрузива, эродированного над Хабарнинским гарцбургитовым массивом и сохранившегося в его краевых частях.

Наиболее полно сохранился Кирпичнинский фрагмент массива, который представлен расслоенным верлит-клинопироксенит-габбро-плагиогранитоидным интрузивом и примыкающей к нему с запада зоной параллельных диабазовых даек и базальтов (Эвгеосинклинальные…, 1984; Пушкарев, Хазова, 1991; Семенов, 2000). Нижняя (восточная) часть Кирпичнинского массива сложена крупнозернистыми битовнитовыми оливиновыми габбро-норитами, перемежающимися с оливиновыми вебстеритами и клинопироксенитами. Контакт этой части массива с серпентинизированными гарцбургитами отчетливо интрузивный. В контактовой зоне шириной около 200 м гарцбургиты превращены в антигоритовые серпентиниты и интрудированы многочисленными телами, часто расслоенными, плагиоклазовых оливиновых вебстеритов и оливиновых габбро-норитов (см. рис. 3.4, *а*), которыми сложена нижняя часть Кирпичнинского массива.

Силлоподобный интрузив оливиновых габбро-норитов выявлен нами в подошве Аккермановского массива среди слюдисто-кремнистых сланцев, залегающих под Хабарнинским гарцбургитовым массивом в эрозионном окне, расположенном в северной части массива (см. рис. 3.4, *б*). Наличие этого интрузива, имеющего, по-видимому, форму силла, является однозначным доказательством формирования Аккермановского массива после обдукции офиолитов на кору субконтинентального типа. В отличие от тектонически аллохтонного Хабарнинского гарцбургитового массива и Кирпичнинский, и Аккермановский массивы имеют интрузивные контакты с подстилающими гарцбургитами и вмещающими их породами. Интрузивная природа массива подтверждается и трендом изменения вещественного состава пород, в которых в полном соответствии с моделью магматического фракционирования

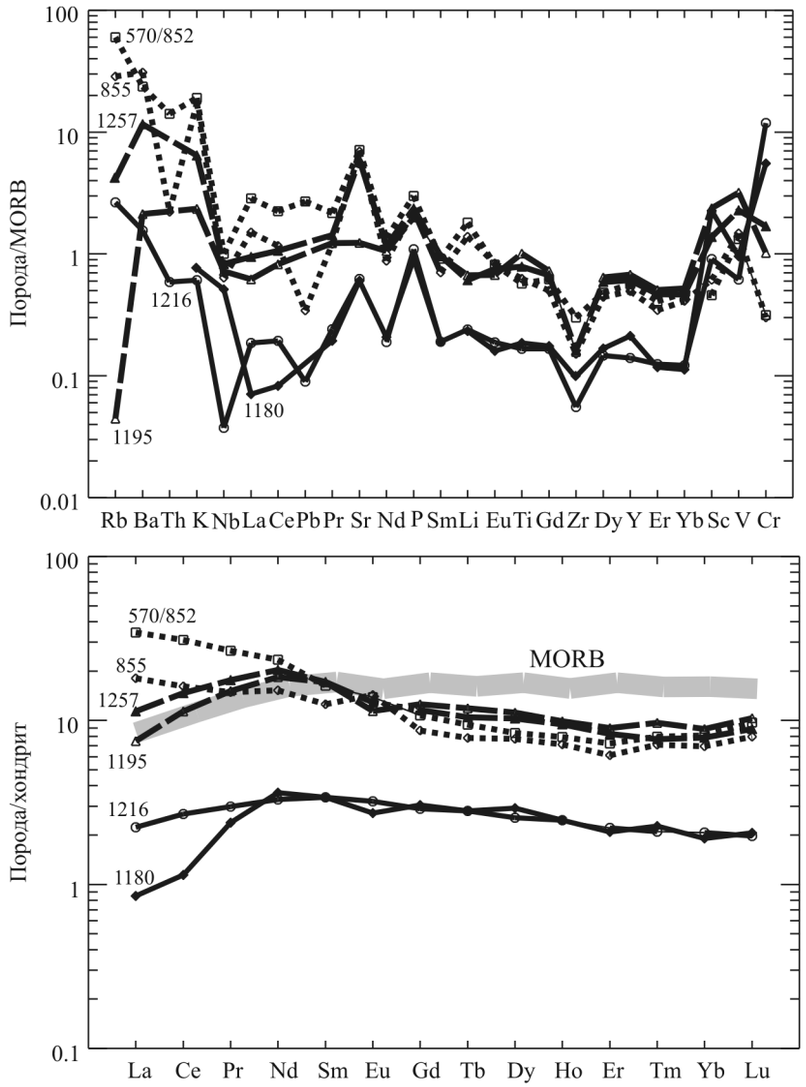


Рис. 3.6. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Восточно-Хабарнинского массива.

Анализы пород см. в табл. 3.1. Жирная серая линия на диаграмме РЗЭ и на всех последующих аналогичных диаграммах – тренд **N-MORB (Кузьмин, 1985)**

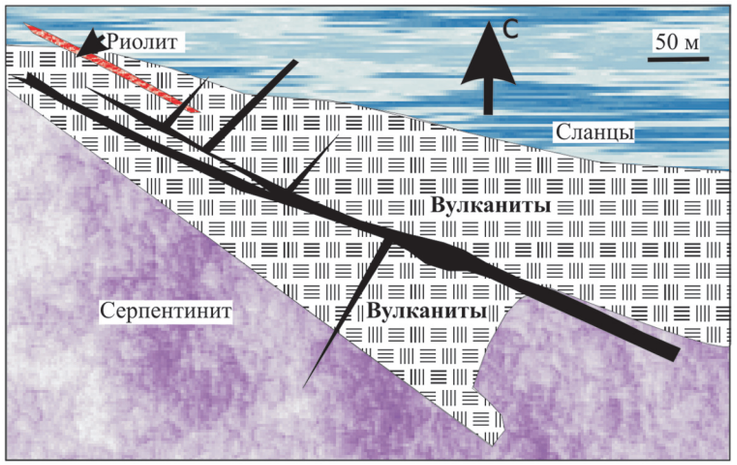


Рис. 3.7. Дайка спессартита **Hb749** (*черное*), рассекающая апогарцбургитовые серпентиниты Хабарнинского массива, и представляющие континентальную кору вмещающие вулканиты, сланцы и высококалиевые богатые цирконием, ниобием риолиты

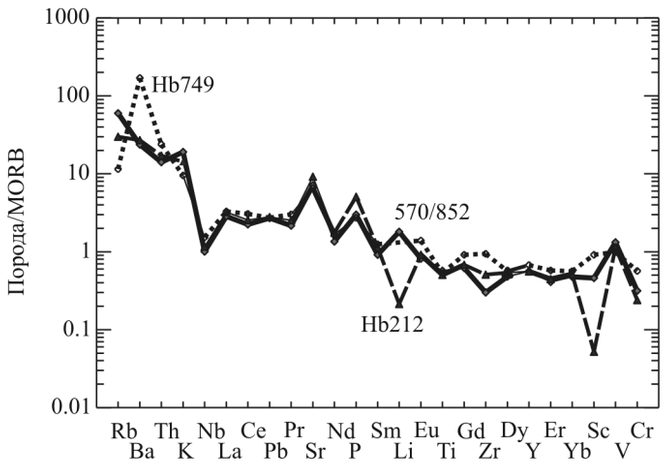


Рис. 3.8. Распределение редких и редкоземельных элементов в габбро-норите Восточно-Хабарнинского массива (570/852), габбро из трубки молостовского комплекса (**Hb212**) и жильного клинопироксен-роговообманкового габбро (**Hb749**)

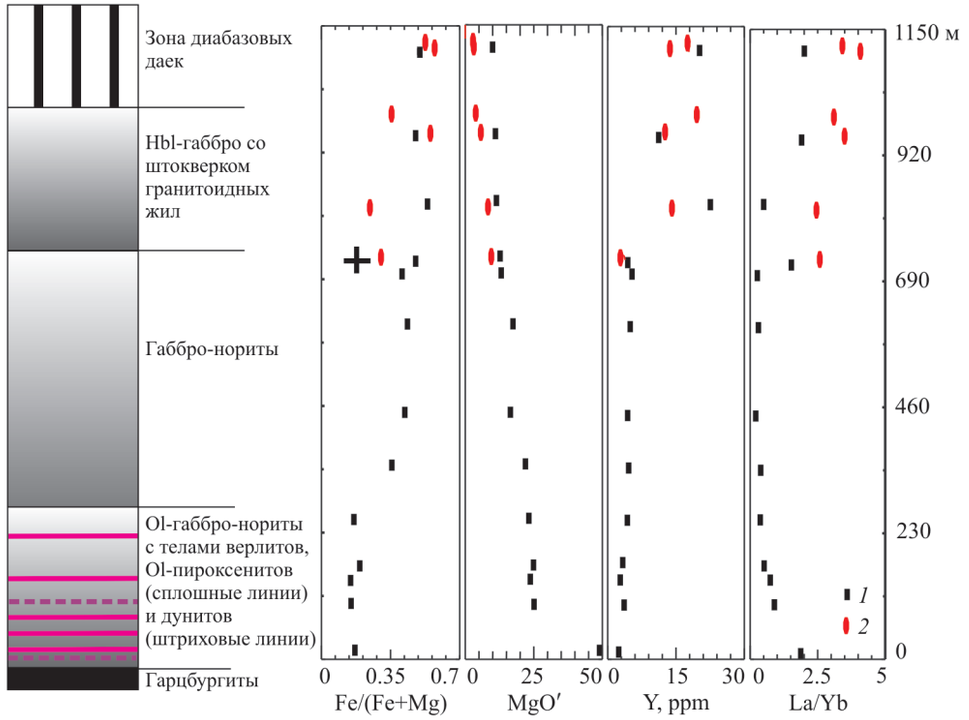


Рис. 3.9. Схематический разрез и геохимические профили Кирпичнинского массива:
1 – ультрамафит-мафитовые породы; *2* – диориты и гранитоиды

лейкократовость и кремнекислотность увеличиваются снизу вверх (рис. 3.9). Нижняя зона Кирпичнинского массива мощностью около 300 м сложена преимущественно оливиновыми габбро-норитами, которые перемежаются с оливиновыми клинопироксенитами, верлитами и дунитами.

Снизу вверх количество ультрамафитовых прослоев сокращается, оливиновые габбро сменяются двупироксеновыми (габбро-норитами). Содержание анортита в плагиоклазе габброидов снизу вверх уменьшается от An_{90} до An_{70}, железистость (**Fe/(Fe + Mg)) ортопироксена возрастает от 0.15 до 0.28.** Мощность вышележащей габбро-норитовой зоны 500–600 м. Она перекрывается пироксен-роговообманковыми габбро и габбро-диабазами с жилами и небольшими интрузивными телами роговообманковых диоритов, тоналитов и трондьемитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Эти породы образуют верхнюю зону массива. Плагиоклаз в габбро и габбро-диабазах ($An_{50–30}$) становится более кислым по сравнению с габбро-норитами ($An_{60–40}$), железистость роговой обманки составляет около 0.4. Габбро-диабазы комагматичны породам субвулканической части разреза, сложенной зоной параллельных диабазовых даек и пиллоу-лавами. Состав пород приведен в табл. 3.2.

Изменение некоторых параметров состава пород расслоенной части интрузива горы Кирпичной показано на рис. 3.9. Железистость ультрамафит-мафитовой части разреза плавно возрастает снизу вверх от 0.15 до 0.55, а норматив-

Таблица 3.2

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в породах Аккермановского (1–3) и Кирпичнинского (4–11) массивов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	46.51	42.78	51.68	38.54	48.29	46.19	49.26	53.21	63.56	72.63	52.77
TiO_2	0.10	0.1	0.76	0.06	0.11	0.09	0.12	0.57	0.54	0.37	0.70
Al_2O_3	5.00	12.31	15.1	0.88	4.84	14.31	19.28	15.83	16.47	13.33	16.96
Fe_2O_3	2.50	2.69	1.89	6.67	1.37	1.48	1.22	4.17	1.40	0.75	2.41
FeO	4.20	3.1	7.0	3.30	6.20	3.97	4.75	5.00	4.20	2.04	6.80
MnO	0.12	0.14	0.16	0.13	0.14	0.11	0.10	0.11	0.07	0.03	0.14
MgO	20.99	18.86	7.16	37.57	20.14	13.69	9.90	6.89	2.66	1.35	5.46
CaO	15.48	12.83	9.62	0.05	14.29	16.27	13.33	8.10	5.81	3.54	7.28
Na_2O	0.40	0.55	3.1	0.30	0.40	0.41	0.88	3.30	3.70	3.53	3.09
K_2O	0.01	0.01	0.34	0.02	0.01	0.06	0.05	0.26	0.26	0.64	0.56
P_2O_5	0.01	0.02	0.06	0.02	0.02	0.02	0.01	0.07	0.11	0.06	0.08
П.п.п.	4.85	5.82	3.16	12.59	3.95	3.24	1.49	2.50	1.71	1.62	2.98
Li	1.85	7.45	1.68	0.22	0.96	0.66	1.38	1.20	0.85	1.59	2.45
Rb	0.53	0.70	2.29	0.64	0.73	0.12	2.67	2.42	2.60	6.30	7.49
Cs	0.09	0.03	0.10	0.11	0.13	0	0.06	0.20	0.19	0.39	0.42
Sr	60.4	179.0	371.1	13.1	53.1	173.9	220.9	266.0	330.3	256.9	298.7
Ba	14.1	18.3	88.5	12.1	6.5	7.2	24.2	46.3	83.8	91.0	73.5
Sc	40.3	33.9	41.0	11.6	41.8	19.7	30.7	24.3	10.3	7.3	34.6
V	100.4	105.9	169.5	40.1	122.3	108.9	101.8	231.3	92.1	39.1	251.1
Cr	1429	400	181	1110	1435	572	178	51.6	21.5	48.9	45.9
Co	51.1	29.8	26.7	108.5	49.8	42.7	26.6	22.2	10.2	5.9	27.7
Ni	323	146	66	1407	281	0	78.1	27.0	20.0	25.7	27.5
Cu	8.8	28.2	56.1	10.6	37.0	26.5	120.7	14.0	14.3	40.8	10.6
Zn	21.6	17.7	48.7	44.7	28.4	30.8	27.4	12.0	9.6	11.7	36.9
Ga	3.36	6.80	12.30	0.92	3.99	7.28	11.02	14.68	13.34	11.09	16.08
Y	3.01	2.54	24.12	0.99	3.39	4.46	3.36	11.44	11.54	17.54	18.32
Nb	0.10	0.09	1.40	0.10	0.19	1.83	1.94	0.89	1.87	3.04	1.50
Ta	0.03	0.03	0.11	0.08	0.07	0	0.14	0.10	0.16	0.30	0.12
Zr	6.40	1.64	26.99	4.51	6.56	3.90	6.15	36.09	17.99	63.58	23.57
Hf	0.25	0.09	1.13	0.19	0.31	0	0.25	1.09	0.93	2.17	0.95
Pb	0.46	0.90	2.98	1.26	0.68	0	0.70	0.51	1.57	2.74	1.10
U	0.04	0.01	0.09	0.09	0.02	0	0.12	0.15	0.24	0.43	0.07
Th	0.06	0.02	0.46	0.07	0.04	0	0.98	0.33	0.81	1.50	0.32
La	0.26	0.18	2.86	0.19	0.36	0.04	0.58	2.56	5.21	7.69	3.57

Окончание табл. 3.2

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ce	0.78	0.53	7.90	0.48	0.88	0.12	1.52	5.93	11.38	15.85	9.23
Pr	0.15	0.10	1.29	0.07	0.15	0.03	0.24	0.91	1.57	1.93	1.37
Nd	0.88	0.58	7.08	0.37	0.74	0.19	1.12	4.18	6.74	8.26	6.87
Sm	0.36	0.21	2.75	0.11	0.30	0.13	0.40	1.37	1.79	2.12	2.21
Eu	0.14	0.17	0.88	0.03	0.12	0.05	0.19	0.56	0.72	0.60	0.78
Gd	0.51	0.34	3.64	0.14	0.43	0.30	0.50	1.89	2.06	2.49	2.70
Tb	0.09	0.07	0.65	0.03	0.08	0.07	0.09	0.31	0.37	0.44	0.49
Dy	0.61	0.47	4.46	0.17	0.60	0.48	0.61	2.16	2.41	3.01	3.20
Ho	0.14	0.11	0.92	0.04	0.14	0.12	0.14	0.45	0.51	0.67	0.67
Er	0.39	0.32	2.67	0.11	0.40	0.30	0.42	1.31	1.47	1.93	2.00
Tm	0.06	0.05	0.40	0.02	0.06	0.04	0.06	0.20	0.22	0.33	0.31
Yb	0.34	0.35	2.56	0.11	0.42	0.30	0.38	1.32	1.49	2.25	2.04
Lu	0.04	0.05	0.38	0.02	0.06	0.06	0.06	0.20	0.23	0.35	0.30

Примечание. 1 – оливиновый **вебстерит Hb265; 2 – оливиновый габбро-норит Hb4; 3 – габбро-норит Hb6;** 4 – дунит **Hb242; 5 – оливиновый вебстерит Hb240; 6 – оливиновый габбро-норит Hb1032; 7 – габбро-норит Hb232;** 8 – роговообманковое **габбро Hb227; 9 – диорит Hb228; 10 – плагиогранит Hb27a; 11 – диабаз Hb21.**

ное содержание железомагнезиальных минералов (степень меланократовости), выраженное через величину $MgO' = 0.5FeO + 0.55Fe_2O_3 + MgO$, **столь же** плавно снижается. Гранитоидная часть интрузива образует свой собственный тренд пониженной меланократовости и железистости (только для гранитоидов повышенной основности). Гранитоиды содержат высокотитанистую роговую обманку и титаномагнетит с 5–6% TiO_2, уравновешенные, судя по ильменит-магнетитовому термометру, роговообманково-плагиоклазовому барометру и содержанию кварца в микропегматитовых олигоклаз-кварцевых срастаниях (45–50%), при давлении около 2 кбар и температуре 650–700°.

Наиболее низким содержанием редких, в том числе редкоземельных, элементов характеризуются ультрамафиты и габброиды расслоенной части массива. Среди них от аподунитового хризотилового серпентинита, образующего прослой среди пироксенитов (обр. **Hb242 на рис. 3.10), к габбро-нориту (Hb232)** в несколько раз возрастает содержание КИЛЭ и РЗЭ при сохранении основных особенностей тренда распределения: положительной аномалии **Sr (наиболее** яркая геохимическая особенность спайдердиаграмм всех пород массива), P, Pb, **отрицательной – V, практически нефракционированного распределения** РЗЭ. Составы клинопироксенитов и вебстеритов занимают промежуточное положение. Гранитоидная и субвулканическая части разреза характеризуются сходным распределением и содержанием РЗЭ в 6–10 раз более высоким по сравнению с расслоенным ультрамафит-мафитовым интрузивом при сохранении слабо дифференцированного типа тренда (см. рис. 3.10). Распределение РЗЭ в роговообманковом габбро, габбро-диабазе и базальте близко к **N-MORB** при немного более низком содержании средних и тяжелых РЗЭ. Только в плагиогранитах $La_N/Lu_N = 2–2.5$.

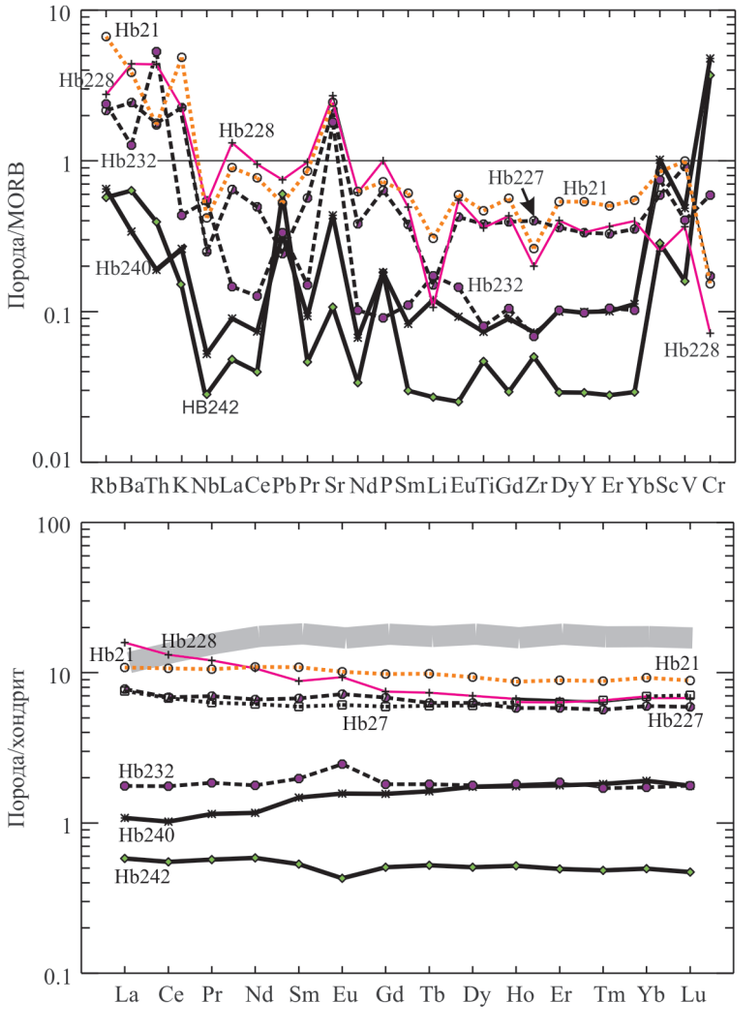


Рис. 3.10. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Аккермановско-Кирпичнинского массива и ассоциированных с ними базальтах и жильных диабазах. Анализ пород см. в табл. 3.2

Аккермановский массив имеет примерно такое же строение, но не западное, а крутое восточное падение пород. В массиве хорошо проявлена расслоенность, в которой чередуются слои оливиновых и безоливиновых габбро-норитов разной меланократовости и крупности зерна (рис. 3.11). Он перекрыт пиллоу-лавами. На границе габброидов и базальтов отмечаются небольшие тела плагиогранитоидов. Самый крупный массив этих пород – Северо-Хабарнинский – подробно описан ранее (Эвгеосинклинальные…, 1984). Вещественный состав пород Аккермановского массива, в том числе базальтов и гранитоидов, совершенно аналогичен породам массива горы Кирпичной.

Породы даек и силлов, связанных с Аккермановско-Кирпичнинским массивом (см. рис. 3.4), по минеральному и химическому составу (табл. 3.3) подобны соответствующим породам расслоенного массива, что, с одной стороны, подтверждает вывод об интрузивном залегании последнего, а с другой,



Рис. 3.11. Фото обнажений расслоенных габбро-норитов Аккермановского массива (заброшенный карьер около пос. Аккермановка):

а – перемежаемость тонко- и среднезернистых габбровых слоев; *б*, *в* – габбровые слои разной крупности зерна и меланократовости.

Лейкократовые слои имеют или тонкозернистую, или пегматоидную текстуру, мезократовые разности характеризуются среднезернистой текстурой. Оливиновые габбро-нориты образуют более меланократовые и крупнозернистые прослои по сравнению с безоливиновыми. В отдельных слоях видна смена крупнозернистых пород в нижней части мелкозернистыми в верхней

свидетельствует об участии в формировании массива, по крайней мере, двух типов магм – верлит-вебстеритовой и базитовой. Появление гранитоидов обязано обособлению гранитоидной магмы как дифференциата базитовой (Эвгеосинклинальные…, 1984).

Отметим также полное сходство в распределении редких, в том числе редкоземельных, элементов в вулканических и субвулканических породах, ассоциированных с Аккермановско-Кирпичнинским массивом, с одной стороны, и вулканитах эйфельской карамалыташской свиты Магнитогорской зоны (Spadea et al., 2002), с другой. Последние, по современным представлениям (Язева, Бочкарев, 1998; Пучков, 2000), принадлежат к формациям задугового спрединга. Геохимическое сходство карамалыташских пород с рассматриваемыми, по-видимому, свидетельствует о том, что геодинамические условия формирования расслоенных интрузий также соответствовали надсубдукционному задуговому спредингу.

Кокпектинский массив представляет собой круто падающее на запад тело, разбитое тектоническими нарушениями на ряд блоков (Петрология…,

Таблица 3.3

Химический состав интрузивных тел в экзоконтактах Аккермановско-Кирпичнинского интрузива

Компонент	Hb1540	Hb1556	Hb1557	Hb1559
SiO_2	46.11	52.95	49.75	45.48
TiO_2	0.12	0.06	0.13	0.07
Al_2O_3	16.52	1.58	2.80	20.21
Fe_2O_3	0.59	1.15	0.70	0.04
FeO	3.63	7.65	3.48	4.17
MgO	10.63	27.48	22.65	10.16
CaO	15.68	5.20	16.39	15.28
Na_2O	1.62	0.55	0.50	0.97
K_2O	0.15	0.01	0.01	0.11
P_2O_5	0.01	0.02	0.01	0.01
П.п.п.	3.97	2.35	3.12	3.01
Сумма	99.04	98.99	99.55	99.52
Rb, г/т	<2	<2	<2	<2
Sr, г/т	209	<10	<10	268
Cr, г/т	500	2500	1700	200

Примечание. Hb1540 – оливиновый габбро-норит из тела, изображенного на рис. 3.4,*б*; Hb1556 – оливиновый вебстерит (см. рис. 3.4, *а*); Hb1557 – оливиновый клинопироксенит; Hb1559 – оливиновый габбро-норит (см. рис. 3.4, *а*).

1991). Эти блоки перемещены друг относительно друга незначительно, что позволяет реставрировать первичную структуру массива, в том числе его скрытую расслоенность (Эвгеосинклинальные..., 1984, Ферштатер, Беа, 1996). Под интрузивом залегают гарцбургиты, а перекрывают его базальты MORB-типа. Восточный контакт массива с гарцбургитами интрузивный. В подошве массива троктолиты содержат многочисленные ксенолиты контактово-преобразованных гарцбургитов, превращенных в антигоритовые серпентиниты, количество которых возрастает с запада на восток, т. е. по направлению к гарцбургитовому массиву. Верхний контакт с базальтами тектонический с неясными возрастными взаимоотношениями габбро и базальтов. В структуре массива выделяется также зона параллельных диабазовых даек (ЗПДД), которая располагается в северо-восточном фрагменте массива между габброидами и базальтами (см. рис. 3.1). Сложность в идентификации генетической принадлежности ЗПДД состоит в том, что ее породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, что отличает их от практически не метаморфизованных и регионально не деформированных пород Кокпектинского массива и перекрывающих их базальтов. По условиям метаморфизма породы ЗПДД близки апобазальтовым (MORB) амфиболитам, вмещающим Кемпирсайский гарцбургитовый массив.

Кокпектинский массив сложен (снизу вверх) троктолитами, оливиновыми габбро и клинопироксеновыми габбро. Характер контактов между залежами этих пород недостаточно ясен. Судя по наблюдением за контактами между небольшими по размеру телами, они резкие. Текстура габброидов трахитоидная. Полосчатые зоны отмечаются по всему разрезу и суммарно составляют менее 30% его объема. Они представлены переслаиванием троктолитов и разных по составу габбро. Состав пород в таких зонах варьируется в широких пределах от меланократовых разностей, содержащих 60–70% фемических минералов, до анортозитов (Эвгеосинклинальные…, 1984).

За пределами полосчатых зон троктолиты, оливиновые и клинопироксеновые габбро обладают высокой степенью однородности. Каждая разновидность в точности отвечает котектике плагиоклаза с соответствующими фемическими минералами (Ферштатер, 1987), что не вызывает сомнений в том, что все названные разновидности габброидов представляют собой расплавы. Изменение

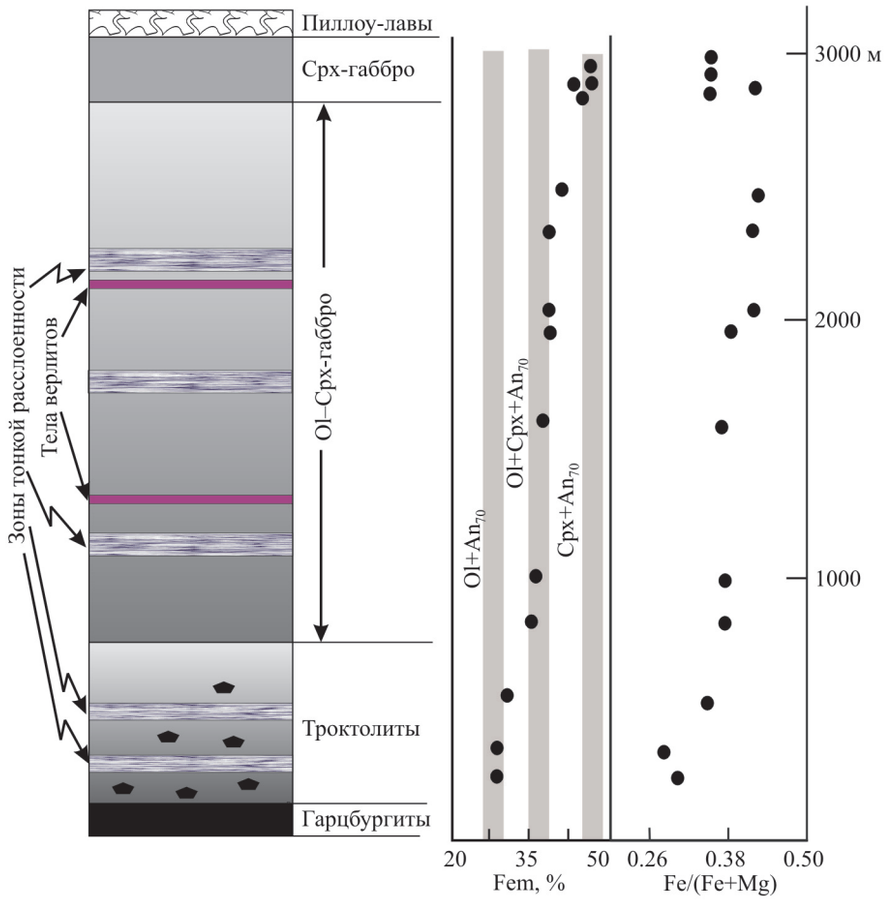


Рис. 3.12. Схематический разрез Кокпектинского массива.
Серыми жирными линиями показано положение котектик **Ol + An$_{70}$**, **Ol + Cpx + An$_{70}$**, **Cpx + An$_{70}$** при давлении около 6 кбар (Ферштатер, 1987; см. также ссылки на лит. источники в этой работе)

состава пород в разрезе интрузива демонстрирует рис. 3.12. На нем отчетливо видно плавное увеличение количества фемических минералов (Fem) снизу вверх, отражающее рост меланократовости котектик, отвечающих составам соответственно троктолитов (Ol + Pl), оливиновых (Ol + Cpx + Pl) и клинопироксеновых габбро. Плавность изменения состава при этом отражает скрытую расслоенность пород в пределах каждой порции первоначально котектического расплава. От троктолита к габбро постепенно нарастает железистость пород и содержание большинства редких и всех редкоземельных элементов при сохранении общей конфигурации трендов.

Эти данные свидетельствуют о формировании Кокпектинского массива в результате последовательного внедрения во все более высокие горизонты магматической камеры, занятой сейчас массивом, котектических магматических расплавов, которые, по-видимому, образованы в результате фракционирования

троктолитового расплава в гипотетическом более глубоком очаге (Ферштатер, 1987). Состав этих расплавов последовательно менялся от троктолитового до базальтового типа N-MORB. Крайне низкие содержания некогерентных элементов в троктолитах свидетельствуют о высокой степени деплетированности мантийного источника их магмы.

Особенности минерального состава пород подробно рассмотрены в отдельных работах (Эвгеосинклинальные..., 1984; Петрология…, 1991). Следует обратить внимание на отсутствие в породах первичной роговой обманки, что свидетельствует о низком содержании воды в магматических расплавах, давших всю интрузивную серию. Содержание редких элементов в главных типах пород массива показано на рис. 3.13. Обращает на себя внимание низкое содержание всех элементов при отрицательных аномалиях Nb и Zr при положительных Sr, P, K, что может указывать на надсубдукционную природу массива.

Особо следует охарактеризовать природу плагиоверлитов, которые фиксируются среди оливиновых габбро в виде протяженных тел мощностью 2–3 м, параллельных направлению трахитоидной структуры и расслоенности габброидов. Верлитам свойственна пойкилитовая структура, в которой крупные ойкокристаллы клинопироксена содержат многочисленные идиоморфные зерна оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза An_{80}. Составы пород приведены в табл. 3.4. Верлиты довольно однородны по составу, имеют резкие контакты с вмещающими оливиновыми габбро и, возможно, по аналогии с такими же породами в других расслоенных интрузивах представляют собой магматические внедрения (Cawthorn, 1980; Sharpe, Hulbert, 1985; Benn et al., 1988).

Результатом разрыва слэба и сплошности верхней мантии при обдукции и спровоцированного ими плавления являются многочисленные ***дайки спессартитов*** (Эвгеосинклинальные…, 1984). Породы образуют рои даек мощностью до 2–3 м и небольшие – до первых сотен метров в поперечнике – интрузивные тела в гарцбургитах, базальтах, зонах параллельных диабазовых даек, расслоенных интрузивах. Обычно хорошо выражены закаленные контакты даек. Породы имеют типичную лампрофировую структуру (идиоморфные зерна роговой обманки и клинопироксена в мелкозернистом существенно полевошпатовом базисе), позволяющую надежно отделять их от габброидов других формаций еще при микроскопическом исследовании.

Содержание петрогенных и редких элементов в спессартитах сильно варьируется (табл. 3.5, рис. 3.14). Породы отличаются повышенным содержанием K, Sr, P. На спайдерграммах отчетливо выражены отрицательные аномалии Nb, Ti, что свидетельствует о надсубдукционной природе пород и участии в их формировании флюида, источником которого служила дегидратация слэба.

Предполагается, что все названные выше массивы находятся в аллохтоне, который был сформирован в несколько этапов. Первый этап – обдукция гарцбургитов на породы окраинно-континентальной и островодужной коры; второй – внедрение Восточно-Хабарнинского массива; третий – надвиги с образованием лежачей складки; четвертый – образование окраинно-морского бассейна; пятый – внедрение Аккермановско-Кирпичнинского массива, излияние базальтов и формирование зоны параллельных диабазовых даек; шестой – коллизионная тектоника, меланж и окончательное оформление Хабарнинского аллохтона. Схематический разрез Хабарнинского аллохтона,

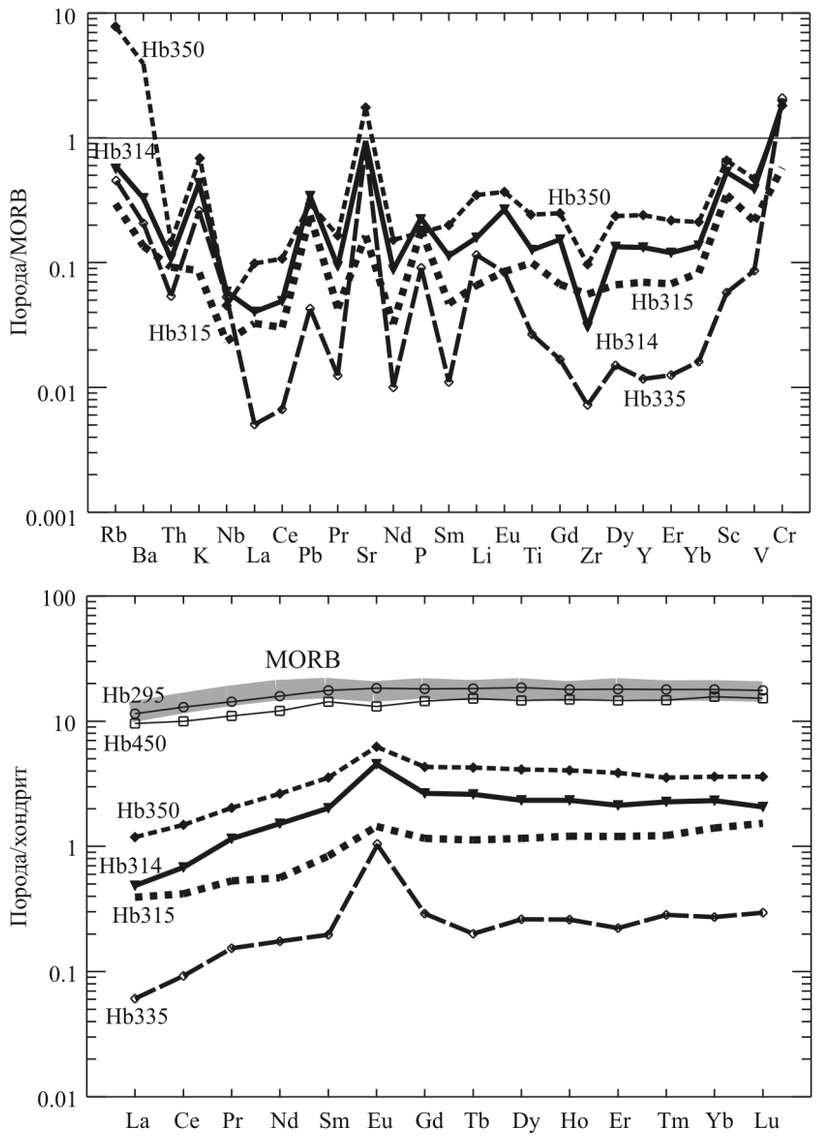


Рис. 3.13. Распределение редких и редкоземельных элементов в габброидах Кокпектинского массива и ассоциированных с ними базальтах и жильных диабазах.
Анализ пород см. в табл. 3.4

Таблица 3.4

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в породах Кокпектинского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	39.16	39.14	41.51	42.33	46.30	47.18	46.54	49.06	49.24	48.48
TiO_2	0.13	0.16	0.04	0.03	0.13	0.21	0.19	0.26	0.29	1.66
Al_2O_3	5.74	6.11	24.87	21.75	24.14	19.62	19.31	17.99	17.02	13.21
Fe_2O_3	6.76	4.58	0.48	1.68	1.04	0.70	0.25	1.06	1.01	3.7
FeO	10.3	7.1	4.74	3.8	4.46	5.37	7.60	4.55	3.69	8.91
MnO	0.27	0.21	0.05	0.07	0.07	0.09	0.10	0.08	0.08	0.19
MgO	25.85	25.48	12.89	12.30	7.44	9.75	10.22	10.00	9.84	7.3
CaO	3.37	6.64	10.76	12.52	12.99	12.01	12.10	14.45	14.22	10.77
Na_2O	0.3	0.6	1.04	1.2	1.72	1.98	1.88	1.56	1.48	2.73
K_2O	0.02	0.01	0.03	0.16	0.05	0.10	0.05	0.08	0.06	0.21
P_2O_5	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.02	0.01	0.02	0.14
П.п.п.	7.86	9.74	2.88	3.25	1.55	2.41	0.99	1.34	2.54	2.21
Li	0.53	1.68	0.92	0.99	4.90	1.32	1.27	1.38	2.78	1.42
Rb	0.33	0.42	0.66	5.29	0.17	2.52	0.67	3.73	8.72	4.12
Cs	0.12	0.21	0.10	0.23	0.01	0.06	0.15	0.07	0.18	0.33
Sr	20.0	49.7	103.2	117.7	146.6	144.0	115.8	107.1	213.2	196.9
Ba	2.6	3.0	3.9	39.8	4.8	12.0	6.2	17.7	74.3	20.4
Sc	14.4	12.6	2.4	2.8	11.1	21.7	21.8	33.2	26.9	37.4
V	53.9	53.6	21.7	25.1	45.2	85.2	98.2	119.9	118.9	315.2
Cr	172.5	238.3	626.6	427.4	186.0	484.9	557.6	408.4	544.4	123.3
Co	123.5	77.2	35.6	37.9	36.0	33.1	40.1	27.7	31.6	38.8
Ni	486.9	543.0	434.1	343.1	170.0	153.3	339.1	103.3	138.6	57.4
Cu	150.1	102.2	23.5	26.7	66.6	76.8	105.7	25.6	75.5	57.4
Zn	79.3	54.3	16.1	18.7	27.0	26.0	35.2	23.5	36.2	50.8
Ga	3.87	5.59	9.29	11.01	15.28	13.34	13.04	11.94	11.75	16.67
Y	2.38	3.23	0.40	0.70	2.52	4.97	4.54	7.06	8.23	37.28
Nb	0.08	0.07	0.19	0.33	0.81	0.11	0.21	0.10	0.16	1.62
Ta	0.04	0.04	0.10	0.13	0.13	0.03	0.06	0.02	0.03	0.17
Zr	5.02	6.66	0.65	5.25	2.52	4.00	2.74	5.25	8.72	14.00
Hf	0.22	0.29	0.05	0.22	0.01	0.21	0.17	0.24	0.35	0.85
Mo	0.16	0.85	1.36	0.57	0.23	0.66	25.91	0.07	0.15	0.43
Sn	0.01	0.24	0.20	1.26	0.01	0.28	1.61	0.55	0.16	1.68
Pb	0.50	0.38	0.09	0.62	0.01	0.36	0.72	0.16	0.62	0.84
U	0.04	0.03	0	0.02	0.01	0.05	0.01	0.04	0.03	0.08
Th	0.02	0.02	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.10
La	0.13	0.20	0.02	0.19	0.13	0.20	0.16	0.34	0.39	3.35
Ce	0.36	0.60	0.08	0.48	0.86	0.73	0.59	1.11	1.29	10.63
Pr	0.07	0.13	0.02	0.08	0.07	0.16	0.15	0.24	0.26	1.94
Nd	0.35	0.76	0.11	0.37	0.74	1.00	0.96	1.33	1.66	10.62

Окончание табл. 3.4

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Sm	0.17	0.31	0.04	0.08	0.01	0.52	0.41	0.65	0.72	3.92
Eu	0.11	0.17	0.11	0.13	0.15	0.38	0.35	0.41	0.48	1.41
Gd	0.32	0.46	0.08	0.10	0.38	0.79	0.73	1.13	1.19	5.40
Tb	0.06	0.09	0.01	0.02	0.01	0.14	0.13	0.19	0.21	0.98
Dy	0.40	0.64	0.09	0.12	0.48	0.96	0.80	1.27	1.41	6.61
Ho	0.09	0.14	0.02	0.02	0.05	0.20	0.18	0.27	0.31	1.47
Er	0.27	0.39	0.05	0.06	0.26	0.55	0.48	0.79	0.87	4.09
Tm	0.04	0.06	0.01	0.01	0.01	0.08	0.08	0.11	0.13	0.63
Yb	0.31	0.43	0.06	0.07	0.28	0.52	0.51	0.81	0.79	3.90
Lu	0.05	0.07	0.01	0.01	0.01	0.07	0.07	0.12	0.12	0.56

Примечание. 1 и 2 – верлиты **Hb315 и Hb342 соответственно; 3–5 – троктолиты Hb335, Hb326, Hb343 соответственно**; 6–9 – оливиновые габбро **Hb310, Hb314, Hb345, Hb350 соответственно; 10 – жильный диабаз Hb412.**

Таблица 3.5

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в дайках спессартитов

Компонент	286	453а	401в	Hb749	Компонент	286	453а	401в	Hb749
SiO_2	49.35	53.40	54.03	52.84	Ga	12.05	11.40	14.37	13.82
TiO_2	0.56	0.50	0.58	0.80	Y	14.57	10.82	12.06	23.12
Al_2O_3	11.37	13.42	15.46	15.35	Nb	2.81	3.28	1.79	5.48
Fe_2O_3	1.76	3.11	2.05	2.18	Ta	0.16	0.26	0.16	0.27
FeO	7.30	4.13	5.45	6.40	Zr	27.79	43.72	44.78	84.47
MnO	0.220	0.12	0.11	0.200	Hf	0.80	1.46	1.62	2.53
MgO	12.17	9.09	7.46	6.11	U	0.40	2.11	0.56	1.59
CaO	9.74	8.82	7.58	7.55	Th	0.19	4.69	1.77	4.43
Na_2O	2.00	3.10	4.16	4.48	La	1.47	15.71	6.22	13.07
K_2O	1.20	0.54	0.54	1.10	Ce	5.48	38.25	17.89	36.76
P_2O_5	0.18	0.83	0.15	0.30	Pr	0.99	4.95	2.54	4.84
Li	Не опр.	2.06	1.63	Не опр.	Nd	4.91	21.24	11.60	18.32
Rb	20.97	10.59	12.70	12.88	Sm	1.65	4.76	2.93	4.52
Cs	4.02	0.35	0.41	0.14	Eu	0.59	1.37	0.87	1.83
Be	1.08	1.70	0.54	1.82	Gd	1.93	3.60	2.71	4.38
Sr	568.4	569.6	437.2	802.3	Tb	0.32	0.46	0.41	0.60
Ba	323.6	293.9	135.4	3227	Dy	1.94	2.45	2.53	3.37
Sc	40.8	27.6	25.1	37.6	Ho	0.45	0.46	0.53	0.74
V	216.7	174.4	186.8	249.5	Er	1.40	1.23	1.45	2.29
Cr	1186	321.7	199.3	170.1	Tm	0.19	0.19	0.22	0.33
Co	43.4	27.0	25.8	29.8	Yb	1.38	1.22	1.30	2.09
Cu	59.0	30.0	48.5	19.5	Lu	0.22	0.20	0.19	0.34
Zn	74.4	51.7	43.2	75.4					

Примечание. *Пробы*: 286 – дайки, прорывающие гарцбургиты Кемпирсайского массива, 453а – габбро Кокпектинского массива, 401б – вмещающие амфиболиты, 749 – дайка, показанная на рис. 3.7.

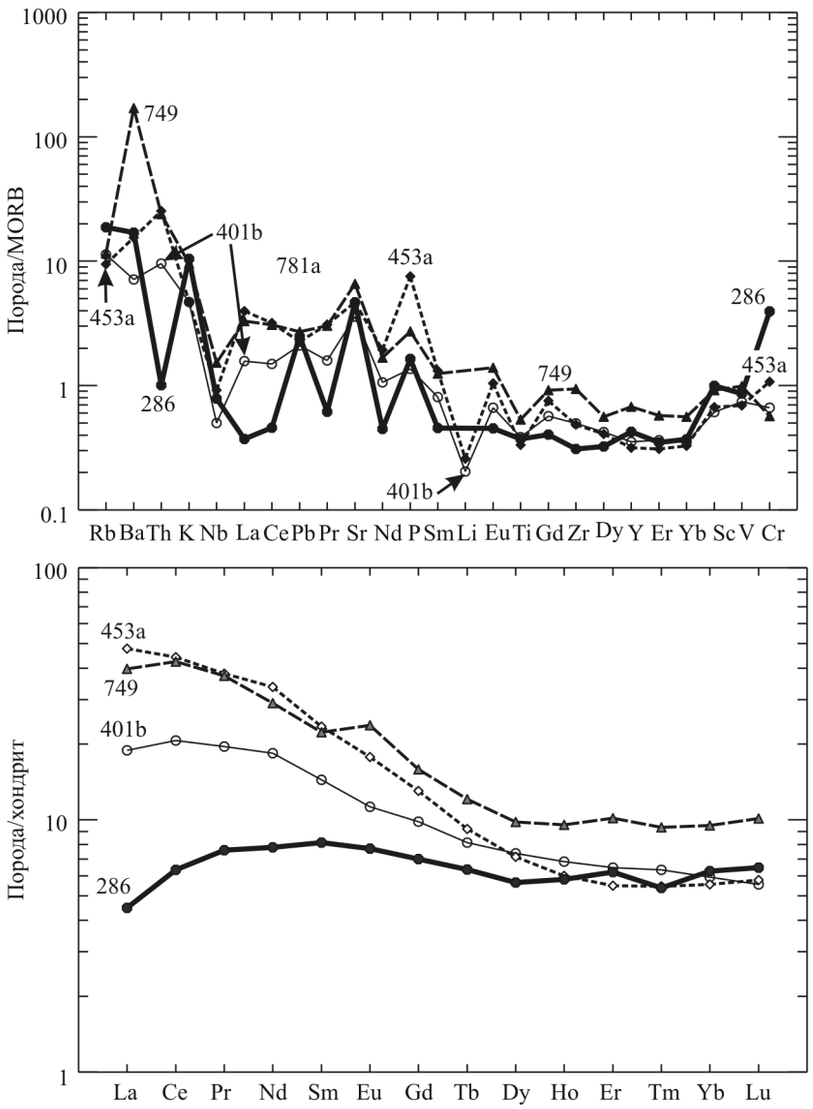


Рис. 3.14. Распределение редких и редкоземельных элементов в дайках спессартитов.
Анализ пород см. в табл. 3.5

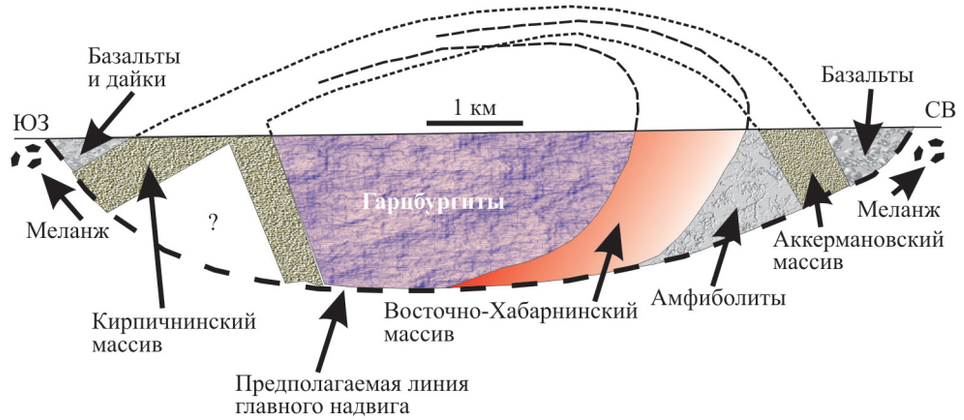


Рис. 3.15. Схематический геологический разрез Хабарнинского гарцбургитового, Восточно-Хабарнинского, Кирпичнинского и Аккермановского массивов

составленный с учетом не только геологических наблюдений на поверхности, но и большого числа глубоких (более 1 км) скважин и геофизических наблюдений, представлен на рис. 3.15. На нем отражены несомненный факт залегания Восточно-Хабарнинского массива под гарцбургитами и столь же бесспорный факт перекрытия гарцбургитов породами Аккермановско-Кирпичнинского массива. Оба массива, как отмечалось, имеют четкие интрузивные контакты с гарцбургитами. Вместе с тем Восточно-Хабарнинский массив участвует в складчато-надвиговой структуре Хабарнинского аллохтона, тогда как Аккермановский массив, располагаясь в этой же структуре, сохраняет свое первичное положение по отношению к окружающим породам.

Обдукционный магматизм Нуралинского аллохтона

Аллохтон расположен в шовном мегаблоке, в зоне ГУР (рис. В.1). В основании аллохтона лежит лерцолитовый массив, типичный представитель орогенных лерцолитов корневых зон. Он сложен (снизу вверх) гарцбургитами, шпинелевыми лерцолитами и плагиоклазовыми лерцолитами и подробно описан Г.Б. Рудником (1965) и Г.Н. Савельевой (1987). Массив перекрыт круто падающей на восток расслоенной дунит-верлит-клинопироксенитовой (ДВК) залежью мощностью до 400 м, в свою очередь перекрытой расслоенной дифференцированной габбро-диоритовой интрузией (рис. 3.16, 3.17). Эти породы как переходная зона офиолитовых комплексов были подробно описаны в отдельной публикации А.Н. Перцева с соавторами (Pertsev et al., 1997). Авторами принята модель магматического происхождения большинства пород, которую подтверждают и наши данные. Расхождение заключается в том, что А.Н. Перцев с соавторами склоняются к реститовой природе дунитов основания расслоенной залежи, тогда как, по нашим данным, они имеют преимущественно кумулятивное происхождение.

В лерцолитах отмечаются пологие тела клинопироксенитов (0.5–1 м), а в гарцбургитах, которыми сложено основание лерцолитового массива, – тела

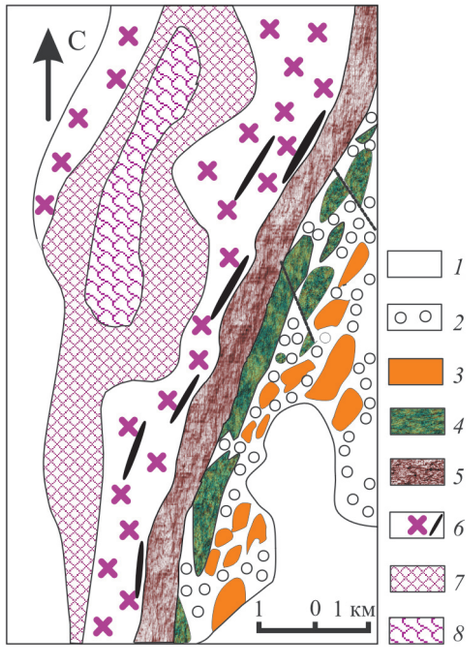


Рис. 3.16. Схематическая геологическая карта Нуралинского массива (составлена по материалам Г.Б. Рудника (1965), Г.Н. Савельевой (1988) и нашим наблюдениям):
1 – наносы; *2* – серпентинитовый цемент меланжа; *3* – сиенитодиориты, граносиениты и комагматичные им вулканиты C_1; породы расслоенной залежи: *4* – роговообманковые габбро, диориты, *5* – верлиты, клинопироксениты; *6* – гарцбургиты с телами дунитов (*черное*); *7* – шпинелевые лерцолиты; *8* – плагиолерцолиты

дунитов мощностью 2–3 м, что может свидетельствовать об интрузивном контакте ДВК-залежи с лерцолит-гарцбургитовыми мантийными тектонитами. В верхней (восточной) части ДВК-залежи отмечаются тела роговообманковых габбро, полностью аналогичных по составу габброидам нижней части габбро-диоритовой интрузии, что также свидетельствует о внедренном характере последних. Отдельные блоки этой интрузии, как и полосчатой верлит-клинопироксенитовой залежи, разобщены серпентинитовым цементом меланжа, но при этом положение в общей структуре таких блоков сильно не нарушается и закономерное изменение состава с ростом кремнекислотности пород на восток прослеживается в разных крупных фрагментах (см. рис. 3.17).

Возраст габбро и диоритов, определенный K–Ar- (А.В. Калеганов, С.В. Смирнов) и U–Pb- (Ферштатер и др., 2000) методами, 400 млн лет, он отвечает времени внедрения рассматриваемых пород.

Полосчатая ДВК и расслоенная дифференцированная габбро-диоритовые залежи, возможно, представляют собой петрогенетически связанную серию, в которой первая имеет преимущественно перидотитовую (верлитовую?), а вторая – базитовую исходные магмы. В полосчатой ДВК-серии отмечаются крупные блоки гомогенных пород, отвечающих по составу верлиту (табл. 3.6, пр. 3), которые, возможно, и представляют собой исходную магму этой части серии. Составу исходной базитовой магмы, по-видимому, соответствуют наиболее распространенные роговообманковые габбро нижней части интрузии типа пробы 7 (табл. 3.6).

Нами не выявлена заметная геохимическая зональность в полосчатой части ДВК-залежи. Отмеченный А.Н. Перцевым с соавторами (Pertsev et al., 1997) рост железистости клинопироксенитов и оливина из них к основанию залежи связан, скорее всего, с обычным взаимодействием дунитов и клинопироксенитов, которое сопровождается ростом железистости последних и подробно изучено в Платиноносном поясе (Ефимов, 1984).

Важно отметить сравнительно высокое содержание Rb, Li, Sr, Ba, Zr в дунитах и гарцбургитах, залегающих между лерцолитами и полосчатой верлит-клинопироксенитовой залежью (см. рис. 3.16), значительно более высокое,

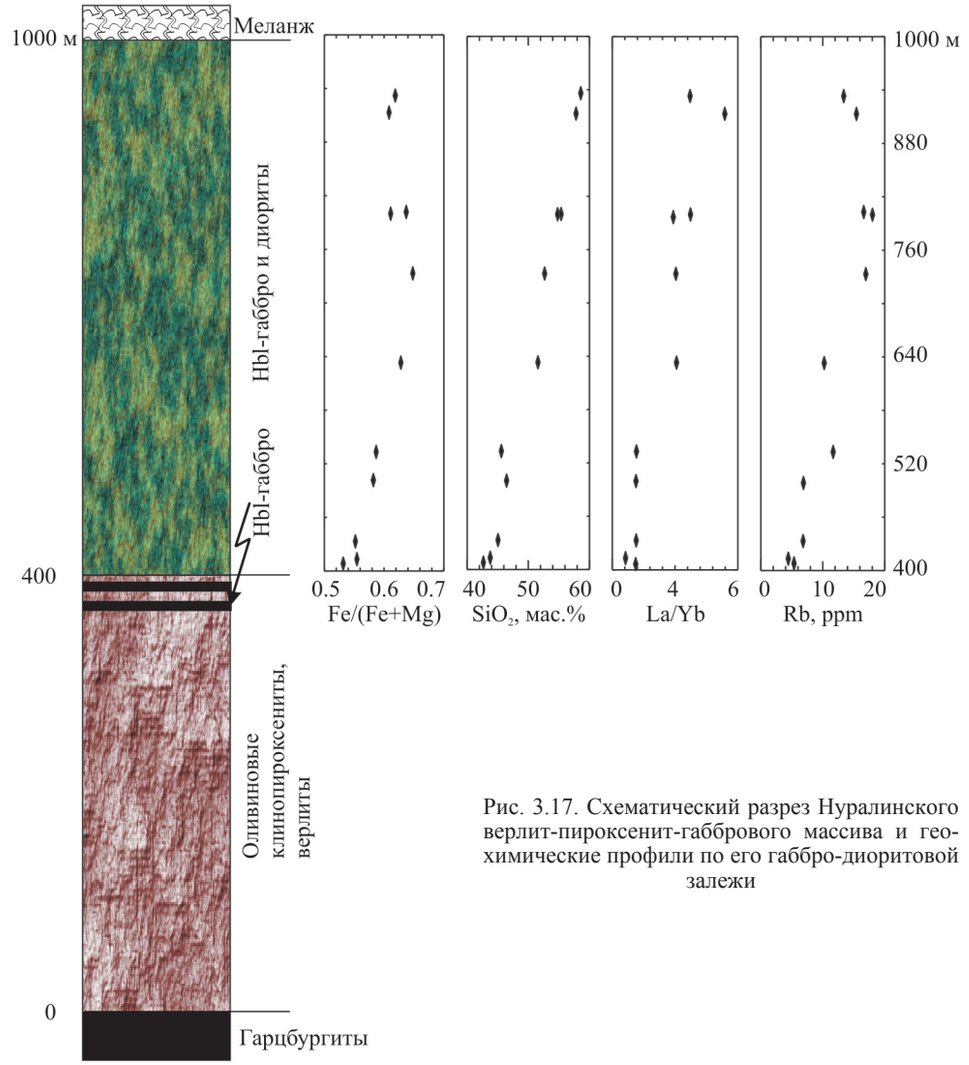


Рис. 3.17. Схематический разрез Нуралинского верлит-пироксенит-габбрового массива и геохимические профили по его габбро-диоритовой залежи

чем в лерцолитах. При этом дуниты и часть гарцбургитов имеют и наиболее высокое значение отношения La_N/Lu_N, равное 7–10. Примерно такое же отношение наблюдается только у кварцевых диоритов самой верхней части габбро-диоритовой залежи, тогда как все остальные породы расслоенной интрузии характеризуются отношением La_N/Lu_N <1 (рис. 3.18).

Отмеченные геохимические особенности свидетельствуют, скорее, о кумулятивной, чем о реститовой, по Г.Н. Савельевой (1987), природе дунитов и части гарцбургитов и позволяют предполагать их принадлежность к расслоенному комплексу, а именно к основанию его полосчатой ультрамафитовой зоны. Между тем несомненно, что часть гарцбургитов, слагающих основание хр. Нурали, верхняя часть которого сложена лерцолитами, принадлежит

Таблица 3.6

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в породах расслоенной серии Нуралинского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	41.44	43.01	42.27	42.74	42.71	51.27	43.78	45.60	51.58	57.82
TiO_2	0.02	0.01	0.09	0.28	0.49	0.22	1.14	1.51	0.71	0.55
Al_2O_3	0.56	1.01	1.15	5.32	7.08	3.15	14.18	15.16	17.54	17.16
Fe_2O_3	8.26	8.41	4.35	5.08	9.55	1.32	2.62	3.38	3.99	3.35
FeO	0	0	4.51	3.87	0	4.17	8.70	7.98	5.80	4.35
MnO	0.11	0.12	0.10	0.21	0.19	0.16	0.17	0.28	0.17	0.20
MgO	40.01	39.52	32.46	21.68	19.77	17.95	8.88	7.76	5.56	4.74
CaO	0.34	0.88	7.21	14.32	12.05	18.37	13.47	12.05	8.49	5.69
Na_2O	0.02	0.04	0.12	0.07	0	0.18	2.48	2.30	2.77	3.69
K_2O	0.02	0.02	0.01	0.04	0.77	0.01	0.45	1.06	0.69	1.20
P_2O_5	0.06	0.04	0.05	0.03	0.01	0.05	0.14	0.16	0.23	0.19
П.п.п.	9.04	7.01	7.34	6.58	7.18	2.77	3.86	2.64	2.33	0.95
Li	0.92	0.85	0.67	31.21	4.94	1.40	13.00	6.96	13.10	5.88
Rb	0.30	0.32	0.08	0.46	1.89	0.01	4.43	11.68	13.07	15.44
Sr	0.5	0.2	23.4	22.5	82.5	31.3	894.7	600.7	604.4	466.4
Ba	7.6	9.3	15.5	7.0	20.9	10.3	200.4	373.7	198.7	343.9
Sc	2.73	6.07	38.09	64.14	48.14	60.16	41.93	38.69	32.34	15.56
V	9.5	21.3	124.8	228.0	301.0	202.6	272.9	272.8	182.3	180.7
Cr	1189.4	1753.3	1525.8	1618.2	5970.7	3231.8	377.0	233.6	296.1	138.5
Co	103.3	103.2	43.8	56.0	51.5	37.5	42.5	41.2	42.4	17.7
Ni	2401.5	2364.6	316.0	332.9	584.2	191.0	102.3	56.9	194.2	12.4
Cu	3.13	1.96	5.29	36.86	54.33	97.56	32.68	60.20	8.84	64.17
Zn	33.74	15.37	22.05	42.36	68.05	43.12	89.42	88.54	55.83	71.30
Ga	0.25	0.44	1.40	3.63	7.64	3.10	10.32	13.94	14.42	14.16
Y	0.44	0.26	2.11	7.88	11.88	4.85	27.12	29.43	18.79	14.38
Nb	0.05	0.04	1.10	0.27	0.36	0.13	2.18	3.97	1.48	3.36
Ta	0.09	0.04	0.50	0.66	0.56	0.13	0.63	0.95	0.09	0.60
Zr	0.62	0.66	1.19	5.98	8.87	5.81	51.29	67.20	37.03	24.71
Hf	0.02	0.03	0.04	0.22	0.40	0.19	1.60	2.17	1.05	0.87
Pb	0	0	0.77	0.61	0	5.27	0.77	1.56	3.83	5.71
U	0	0	0.01	0.07	0.02	0.03	0.04	0.50	0.13	0.64
Th	0.13	0.05	0.02	0.10	0.04	0.04	0.10	0.40	0.10	4.36
La	0.69	0.27	0.25	0.97	1.26	0.33	2.86	5.53	2.66	12.62
Ce	1.40	0.44	0.80	2.90	4.65	1.15	9.15	16.28	6.70	26.51

Окончание табл. 3.6

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Pr	0.19	0.08	0.14	0.55	0.90	0.24	1.67	2.73	1.02	2.97
Nd	0.69	0.29	0.75	3.06	5.39	1.43	9.18	14.40	5.15	11.94
Sm	0.14	0.07	0.27	0.75	1.48	0.55	3.64	4.57	1.74	2.55
Eu	0.02	0.01	0.10	0.35	0.59	0.21	1.58	1.86	0.80	0.98
Gd	0.10	0.05	0.30	1.03	1.79	0.83	4.00	5.13	2.20	2.44
Tb	0.01	0.01	0.06	0.21	0.33	0.14	0.82	0.99	0.41	0.39
Dy	0.07	0.04	0.37	1.41	2.25	0.92	5.46	6.23	2.82	2.61
Ho	0.02	0.01	0.08	0.33	0.53	0.19	1.30	1.41	0.67	0.61
Er	0.05	0.02	0.21	0.94	1.46	0.52	3.50	3.88	1.82	1.65
Tm	0.01	0.01	0.03	0.16	0.24	0.07	0.58	0.61	0.28	0.28
Yb	0.04	0.03	0.19	0.90	1.45	0.45	3.38	3.59	1.78	1.76
Lu	0.01	0.01	0.03	0.13	0.20	0.06	0.52	0.54	0.28	0.27

Примечание. 1 – дунит Kn615; 2 – гарцбургит Kn614; 3 – верлит Nu51; 4–6 – оливиновые клинопироксениты Kn34, Kn431, Kn235 соответственно; 7–9 – роговообманковые габбро Kn227, Kn224, Nu53 соответственно; 10 – диорит Kn215.

лерцолитовой серии и по генезису относится, как и лерцолиты, к мантийным тектонитам.

В отличие от ультрамафитов габбро-диоритовая залежь характеризуется четким изменением состава пород снизу вверх. Ее геохимические профили показаны на рис. 3.17. Снизу вверх постепенно возрастают кремнекислотность и железистость пород, содержание в них K и Rb: габброиды переходят в диориты. В соответствии с моделью кристаллизационной дифференциации снизу вверх увеличиваются такие типоморфные отношения элементов, как La_N/Lu_N, Co/Rb, уменьшается отношение Zr/Hf. Характерные особенности пород – повышенное содержание калия и таких КИЛЭ, как Sr, Ba. Эти особенности пород, свойственные производным от обогащенных магматических источников, сочетаются с близким к MORB распределением редких и редкоземельных элементов и очень низким содержанием геохимически связанного с калием Th (см. рис. 3.18, табл. 3.6).

Распределение РЗЭ в породах слоистой ДВК и дифференцированной габбро-диоритовой залежах имеет примерно одинаковые тренды, но общее содержание РЗЭ в последней в несколько раз выше. Вверх по разрезу рассматриваемой залежи (см. рис. 3.17, 3.18) в диоритах, возрастает концентрация легких лантаноидов и соответственно растет значение отношения La_N/Lu_N. Подобные вариации могут быть обеспечены фракционированием котектики фемические минералы + плагиоклаз, близкой по составу к габбро Kn227. Большая часть пород характеризуется пологим слабо фракционированным трендом распределения РЗЭ, свойственным производным от деплетированного магматического источника, что не согласуется, как отмечалось выше, с высоким содержанием в породах калия и КИЛЭ. По-видимому, следует говорить о двух конечных

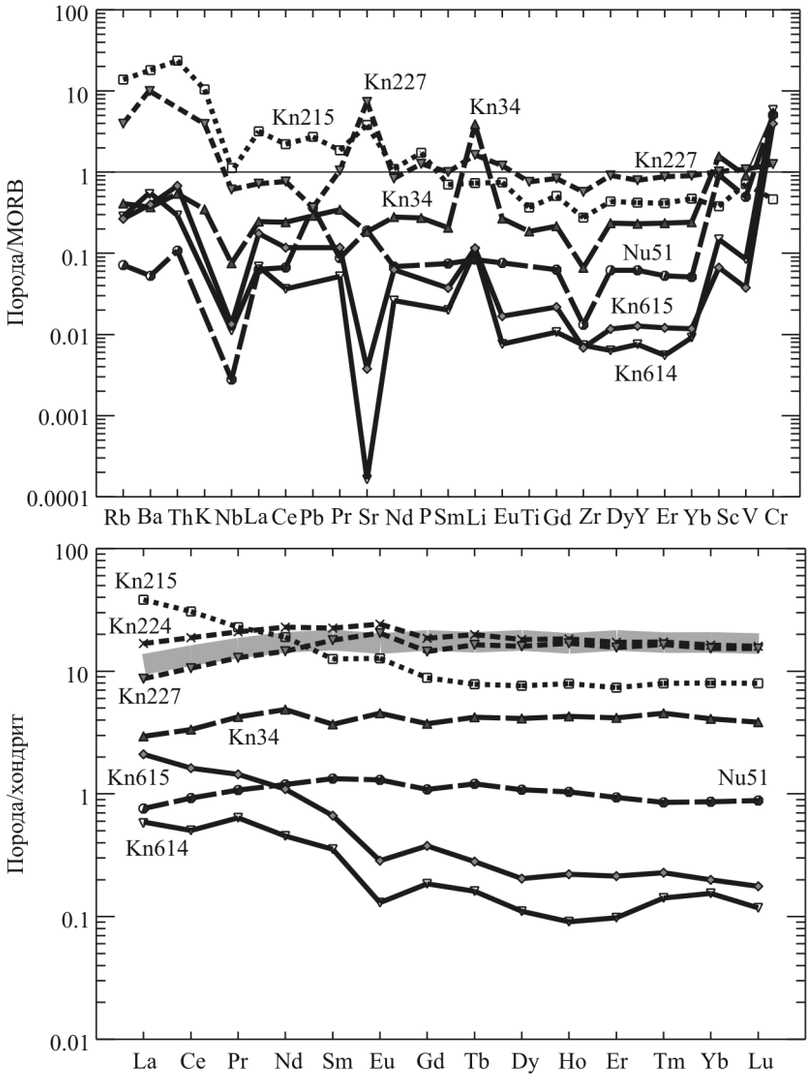


Рис. 3.18. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Нуралинского верлит-пироксенит-габбрового массива.
Анализ пород см. в табл. 3.6

членах магматического источника габброидов – деплетированного, общего с расположенной ниже слоистой ультрамафитовой залежью, и обогащенного, возможно представленного метасоматизированным мантийным клином (Ферштатер и др., 2004). Сравнение составов габброидов в нижней части залежи (которые условно можно рассматривать как продукты кристаллизации исходного расплава) с лерцолитами показывает, что последние вряд ли могли быть субстратом для базитов (Ферштатер, Беа, 1996).

Фрагменты расслоенной интрузии Нуралинского массива фиксируются и в других лерцолитовых массивах центральной части южного Урала – Кракинском, Миндякском, что свидетельствует об их сходстве и общих условиях эволюции, свойственных так называемым орогенным лерцолитам корневых зон (Ферштатер, Беа, 1996; Garuti et al., 1997).

Геохимические особенности всех магматических пород, связанных по происхождению с обдукцией, во многом определяются глубинным строением региона магмообразования, а именно наличием или отсутствием в очаге или на пути интрузии континентальной коры и иных неоднородностей. Одним из следствий этого является наличие среди расслоенных интрузивов двух четких групп, различающихся составом габброидов. В первую из них входят натровые массивы: Кокпектинский и Аккермановско-Кирпичнинский, а во вторую – обогащенные калием: Восточно-Хабарнинский и Нуралинский. Обе группы характеризуются связью с мантийными тектонитами, но в их геологическом положении имеются существенные различия. Массивы натровой группы занимают положение переходной зоны в понимании А. Николя (Nicolas, 1989) в идеализированном разрезе офиолитового комплекса. Они залегают на мантийных тектонитах (гарцбургитах) и перекрываются зонами параллельных даек и пиллоу-лавами. В Аккермановско-Кирпичнинском массиве в ассоциации с роговообманковыми габброидами в верхней части расслоенной серии развиты малокалиевые тоналиты, трондьемиты, плагиограниты, обладающие общими особенностями состава с «океаническими плагиогранитами», по терминологии Р. Педерсена и Д. Малпаса (Pedersen, Malpas, 1984). Нижний контакт массива с хабарнинскими гарцбургитами отчетливо интрузивный с многочисленными габбровыми и расслоенными габбро-вебстеритовыми дайками в целиком антигоритизированных гарцбургитах (Ферштатер, 2004).

Обогащенные калием расслоенные массивы не имеют гранитоидной и субвулканической частей и состоят в первом приближении из мафит-ультрамафитовой (дунит-клинопироксенитовой и вебстеритовой в Восточно-Хабарнинском и дунит-верлит-клинопироксенитовой в Нуралинском массивах) и существенно габброидной залежей. Массивы первой группы сложены породами, крайне бедными калием и крупноионными литофильными элементами и имеющими отношение La_N/Lu_N <1, а массивы второй группы – породами, обогащенными названными элементами, с отношением La_N/Lu_N >1. Последние, кроме того, отличаются пониженным содержанием хрома, которым обеднена и континентальная кора.

Такая же картина наблюдается и в породах комплекса спессартитовых даек, среди которых отмечаются как разности с геохимическими параметрами, близкими к MORB, так и разности с типичными «континентальными» геохимическими характеристиками.

В то же время все габброиды, независимо от их принадлежности к той или иной серии, обладают некоторыми общими геохимическими особенностями, свойственными надсубдукционным образованиям. Все габбро из названных выше расслоенных интрузивов, ассоциированных с офиолитами, имеют отрицательные аномалии высокозарядных элементов Nb, Ti, Zr и положительные – литофильных K, Ba, Sr, Pb, P. Можно полагать, что эти общие особенности обусловлены сходством механизма образования пород, а именно тесной связью субдукционных и обдукционных движений.

ОБДУКЦИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ КАК ПРОДУКТЫ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ ПРИ ВНЕДРЕНИИ ГОРЯЧЕГО МАНТИЙНОГО БЛОКА

Возникновение кислых легкоплавких расплавов в связи с внедрением в структуры коры горячих мантийных блоков или базитовых интрузий – довольно обычное явление (Huppert, Sparks, 1988; Nicolas, 1989; Литвиновский и др., 1992; и др.). Их состав зависит от состава субстрата, и эта зависимость очень ясно выражена.

Примеры частичного плавления апобазальтовых амфиболитов MORB-типа можно наблюдать в экзоконтактовой зоне гарцбургитов Кемпирсайского массива на Южном Урале. В южном экзоконтакте массива, в его кровле, развиты мигматизированные апобазальтовые амфиболиты. Возраст метаморфогенных цирконов из этих амфиболитов, как отмечалось выше, составляет 400–405 млн лет. Цирконы датируют главный этап образования амфиболитов. Последние сложены роговой обманкой, плагиоклазом $An_{30–35}$ и магнетитом. Лейкосома амфиболитов имеет трондьемитовый состав. Трондьемитовые мобилизаты образуют многочисленные жилы и интрузивные тела размером в несколько сотен квадратных метров и представлены рогово-обманковыми разностями. Амфиболиты характеризуются «океаническими» геохимическими параметрами, а в трондьемитах возрастает содержание крупноионных литофильных элементов, легких РЗЭ и уменьшается содержание таких характерных реститовых элементов, как ванадий и хром (рис. 3.19, *а*, *в*; табл. 3.7).

Возраст цирконов магматического облика из гранат-турмалин-биотитового гранита к1076 (см. табл. 3.7, рис. 3.3), образующего дайку в троктолите Кокпектинского массива, как отмечалось, составляет 387±5 млн лет. Среди цирконов выявлены единичные зерна возрастом около 800 млн лет, несомненно заимствованные из коры континентального типа, которая, вероятно, и послужила протолитом гранита. Характерна минералогия гранита. Парагенезис альмандинового граната с турмалином, а при наличии в субстрате метапелитов и с кордиеритом – «визитная карточка» обдукционных гранитов, имеющих в качестве субстрата породы континентальной коры.

В богатых калием габбро-норитах восточно-хабарнинской ассоциации анатектические выплавки представлены жилами гранат-турмалиновых пегматоидных гранитов мощностью от первых сантиметров до 1–2 м (см. табл. 3.7, проба 8), которые обладают общими геохимическими особенностями с породами субстрата (рис. 3.19, *б*, *г*). Как и габбро-нориты, граниты обогащены калием и литофильными элементами по сравнению с рассмотренными выше

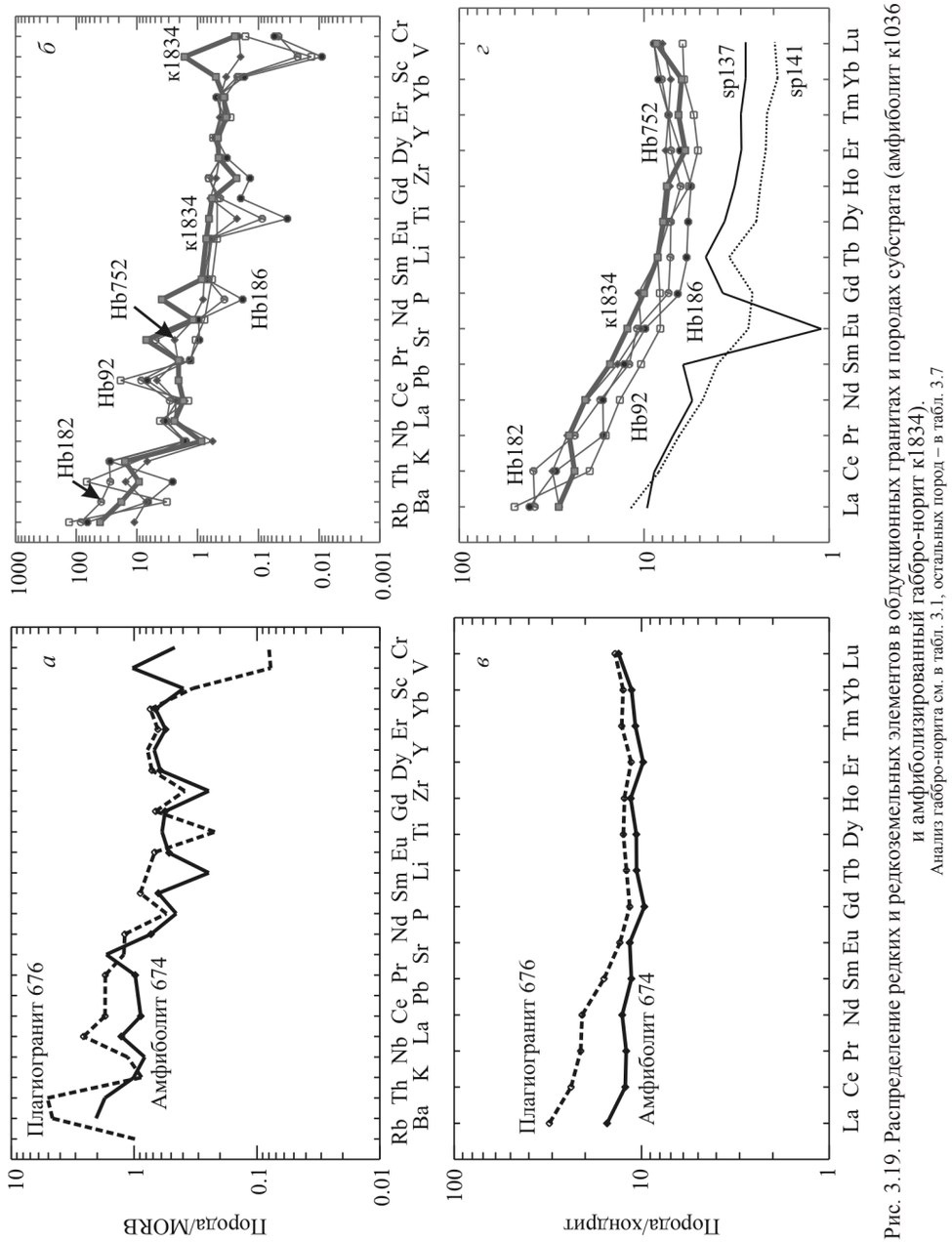


Рис. 3.19. Распределение редких и редкоземельных элементов в обдукционных гранитах и породах субстрата (амфиболит к1036 и амфиболизированный габбро-норит к1834).
Анализ габбро-норита см. в табл. 3.1, остальных пород – в табл. 3.7

Таблица 3.7

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в представительных образцах обдукционных гранитоидов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Hb674	Hb676	Hb679	к1076	Hb784	Hb182	Hb186	Hb92	Hb752	sp137	sp141
SiO_2	51.56	74.00	67.87	71.52	70.55	69.24	72.78	72.6	69.01	74.81	74.55
TiO_2	0.89	0.33	0.60	0.11	0.12	0.13	0.05	0.03	0.340	0.08	0.06
Al_2O_3	15.94	13.39	14.76	14.37	16.26	16.17	14.38	14.41	13.86	13.98	14.39
Fe_2O_3	1.18	0.80	0.52	0.12	0.10	0.75	0.46	0.44	1.31	0.86	0.6
FeO	8.57	1.97	3.12	2.90	1.16	2.05	1.97	1.02	2.62	Не опр.	Не опр.
MnO	0.22	0.04	0.07	0.06	0.01	0.15	0.12	0.09	0.11	0.02	0.01
MgO	7.63	0.64	1.83	0.68	0.56	0.38	0.32	0.81	1.32	0.42	0.45
CaO	6.98	2.20	2.55	2.83	1.77	2.34	0.91	0.81	5.52	0.51	0.86
Na_2O	4.28	5.07	6.58	3.46	6.19	4.08	4.44	4.52	2.97	3.53	3.97
K_2O	0.10	0.10	0.10	2.72	1.74	3.28	3.16	4.85	0.78	4.43	3.98
P_2O_5	0.05	0.06	0.26	0.07	0.01	0.04	0.02	0.02	0.09	0.10	0.06
Li	1.97	Не опр.	1.59	0.64	0.25	1.21	Не опр.	Не опр.	Не опр.	8.78	13.54
Rb	0	0	3.60	64.76	12.90	94.05	73.03	147.40	12.41	158	94
Cs	0	0	0	1.42	0.05	0.66	0.36	4.18	0.53	10	6
Be	0.27	0.66	0.20	1.18	0.95	2.27	2.64	2.27	1.05	Не опр.	Не опр.
Sr	206.1	148.0	199.9	648.5	322.2	602.3	114.1	130.8	291.4	27	42
Ba	38.8	87.6	23.3	862.9	74.3	740.3	124.27	61.35	133.6	263	333
Sc	16.24	13.71	6.82	0	0	9.07	6.98	8.67	13.86	Не опр.	Не опр.
V	259.6	19.5	28.3	20.1	6.7	5.7	2.27	3.38	49.4	1	1
Cr	139.8	24.0	27.0	46.3	21.8	13.9	16.22	49.01	62.0	1	1
Co	37.03	3.89	6.54	4.07	7.29	1.42	1.08	1.41	6.77	1	1
Cu	9.80	8.26	20.00	20.87	0.13	5.16	5.53	9.82	12.53	2	2
Zn	225.38	32.15	53.57	41.68	41.00	44.93	25.67	30.62	45.54	9	4
Ga	18.26	13.02	12.71	24.49	10.21	25.26	13.41	17.35	13.62	4	9
Y	23.49	26.62	27.87	6.55	4.51	17.45	16.90	19.00	18.21	7	5
Nb	2.93	4.04	3.10	4.01	4.23	6.08	5.58	6.01	2.02	11.8	1
Ta	0	0.01	0	0.04	0.13	0.32	0.43	0.86	0.13	4.36	0.49
Zr	22.2	34.8	14.7	39.9	46.4	59.6	12.33	58.49	44.6	7.1	6.4
Hf	0.76	1.04	0.37	1.12	1.30	1.96	1.59	4.73	1.50	1.27	0.76
Mo	1.10	0.99	0.74	1.42	0.41	1.09	1.03	4.86	0.23	Не опр.	Не опр.
Pb	0	0	0	15.68	6.77	17.91	14.19	38.87	9.77	–"–	–"–
U	0.13	0	0.08	0.96	2.05	1.65	2.76	1.76	0.54	10.62	6.31
Th	0.32	0.94	0.54	1.67	3.35	5.07	0.48	12.40	2.85	3.76	2.57
La	5.03	10.21	8.25	3.45	4.32	12.84	13.7	16.54	9.47	3.25	3.95

Окончание табл. 3.7

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Hb674	Hb676	Hb679	к1076	Hb784	Hb182	Hb186	Hb92	Hb752	sp137	sp141
Ce	10.59	20.60	20.08	6.52	3.82	34.40	25.98	17.06	27.08	7.83	7.41
Pr	1.57	2.75	2.79	0.73	0.64	3.08	2.16	2.10	3.38	0.94	0.87
Nd	7.99	13.08	12.88	2.87	2.02	10.86	10.52	8.52	12.82	3.58	3.15
Sm	2.30	3.22	3.26	0.78	0.23	2.45	2.60	2.11	2.83	1.29	0.85
Eu	0.89	0.89	0.84	0.34	0.00	0.84	0.76	0.63	0.80	0.09	0.22
Gd	2.67	3.19	3.28	0.52	0.00	2.04	0.93	2.27	2.96	1.08	0.75
Tb	0.53	0.60	0.64	0.10	0.36	0.36	0.25	0.42	0.42	0.24	0.18
Dy	3.66	4.29	4.04	0.64	0.06	2.46	1.98	2.53	2.62	1.31	089
Ho	0.88	0.88	0.89	0.14	0.35	0.49	0.43	0.44	0.56	0.26	0.19
Er	2.21	2.56	2.43	0.47	0.06	1.61	1.44	1.15	1.72	0.7	0.52
Tm	0.38	0.45	0.43	0.08	0.27	0.26	0.26	0.19	0.26	0.11	0.08
Yb	2.49	2.76	2.44	0.64	0.06	1.77	1.84	1.34	1.58	0.65	0.44
Lu	0.45	0.47	0.53	0.14	0.41	0.30	0.30	0.21	0.27	0.1	0.57

Примечание. 1 – амфиболит; 2, 3 – гранитоидная лейкосома в амфиболитах из кровли Кемпирсайского массива; 4, 5 – гранитоидные дайки в троктолитах Кокпектинского массива; 6–9 – гранитоиды из подошвы Хабарнинского массива; 10, 11 – жильные граниты в перидотитах массива Ронда (Испания).

трондьемитами, но содержание большинства редких элементов в граните заметно ниже по сравнению с габбро-норитом. Граниты всегда приурочены к зонам амфиболитизации габбро-норитов и сопровождаются мигматитами.

Более крупные тела гранитов зафиксированы в подошве мантийных аллохтонов. Так, в краевых частях антиклинальной структуры, вскрытой в тектоническом окне в подошве Хабарнинского массива, обнажены сильно деформированные гранатовые (с турмалином и кордиеритом) граниты и адамеллиты (Эвгеосинклинальные…, 1984; Ферштатер, 2001). Породы залегают среди слюдяных сланцев, кремней и амфиболитов, которые, вероятно, и представляют собой их субстрат. Гетерогенностью субстрата обусловлена высокая степень неоднородности самих гранитоидов, которые варьируются по составу от гранитов до адамеллитов, содержащих переработанные реликты субстрата в виде существенно кварцевых или полевошпатовых агрегатов. Как в очевидных случаях, отмеченных выше, гранитоиды в зависимости от состава субстрата характеризуются большими вариациями в составе таких петрогенных элементов, как Ca, Na, K, что свидетельствует о высокой скорости процесса выплавления гранитоидного расплава, препятствующей его гомогенизации. Типичные составы гранитоидов показаны в табл. 3.7. Породы из западной (752) и восточной (182) частей тектонического окна характеризуются сходным распределением редких и редкоземельных элементов (см. рис. 3.19).

Граниты, подобные описанным выше, известны в связи со многими мантийными блоками, внедренными в структуры коры. Например, в перидотитах массива Ронда в Испании граниты образуют обособленные жилы и штокверки

жил в деформированных серпентинизированных и хлоритизированных лерцолитах и верлитах. Граниты представлены турмалин-кордиеритовыми (иногда с гранатом) разностями, отличающимися от описанных выше уральских гранитов лишь более широким развитием кордиерита в виде идиоморфных вкрапленников и мелких ксеноморфных зерен в основной массе. Субстратом гранитов являются мигматизированные метапелиты из подошвы перидотитового аллохтона. Породы субстрата и соответственно сами граниты довольно однородны по составу (см. табл. 3.7) и отличаются от уральских пониженным содержанием большинства редких и всех редкоземельных элементов (рис. 3.19, *б*, *г*). Минералогические и геохимические особенности гранитов свидетельствуют о дегидратационном типе анатексиса, когда источником воды служат реакции разложения гидроксилсодержащих минералов (Орогенный…, 1994; Rushmer, 1995).

МОДЕЛЬ ОБДУКЦИОННОГО МАГМАТИЗМА

Приведенные данные позволяют заключить, что выведение в верхние горизонты земной коры мантийных и нижнекоровых блоков в результате обдукции, которая сопровождает субдукционное и коллизионное конвергентное взаимодействие плит, генерирует магматические процессы. При выведении к поверхности блоков океанической литосферы, которые фиксируются в виде офиолитовых комплексов или зон серпентинитового меланжа, в результате разрыва сплошности верхней мантии образуются базитовые магмы, дающие расслоенные дунит-клинопироксенит-габбровые интрузивы, постоянно сопровождающие оторванные от мантии гарцбургитовые тектониты (серпентиниты), а также рои спессартитовых даек и редкие тела обдукционных гранитов – продуктов частичного плавления материала коры при внедрении горячих мантийных блоков.

Разрывы сплошности субдуцируемой океанической литосферы могут происходить на разных этапах ее погружения и разном удалении от глубоководного трога, что схематически показано на рис. 3.20. При разрыве в непосредственной близости от трога (I), в той части слэба, которая еще не захвачена процессом дегидратации гидроксилсодержащих минералов, в маловодных условиях формируются расслоенные интрузивы типа Кокпектинского массива. При разрыве более погруженных частей слэба, когда нарушение сплошности захватывает метасоматизированный мантийный клин и, возможно, нижние горизонты континентальной коры (II), расслоенные интрузивы имеют состав, сходный с Восточно-Хабарнинским или Нуралинским массивами, т. е. они обогащены калием и другими литофильными элементами.

В этих же зонах разрыва формируются магмы, родоначальные для роев спессартитовых даек. Их генерация происходит на фоне остывания зоны разрыва после завершения магматизма, ответственного за образование расслоенных интрузивов, и поэтому состав магм отвечает более низкой температуре и повышенной щелочности по сравнению с магмами расслоенных интрузивов (Davies, von Blanckenburg, 1995).

Возникает вопрос о причинах постоянной связи расслоенных интрузивов и роев спессартитовых даек с мантийными тектонитами. Согласно изложенным

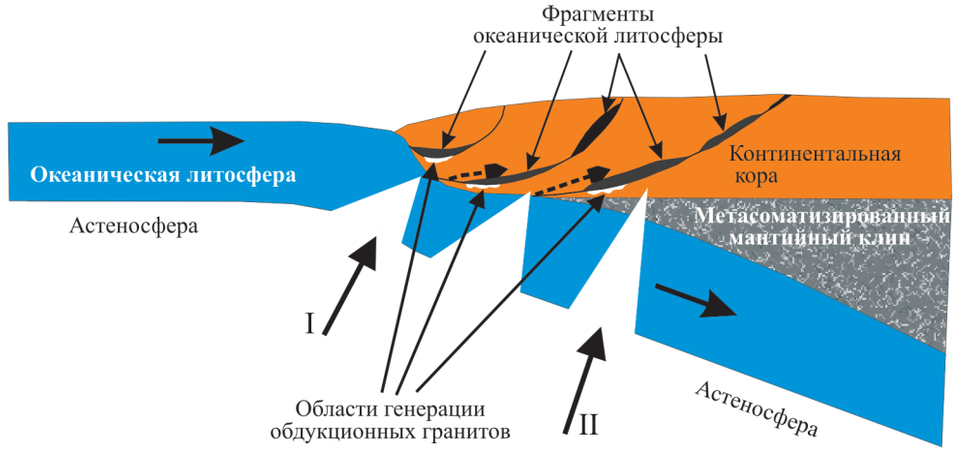


Рис. 3.20. Схема тектонической обстановки магмообразования, связанного с обдукцией.
Пояснения см. в тексте

данным, эта связь, по-видимому, обусловлена тектоническими факторами, а именно общими путями движения мантийного отторженца и магматического расплава.

Области генерации обдукционных гранитов показаны рис. 3.20 белым цветом в подошве мантийных аллохтонов. Предполагается, что по мере движения аллохтона в коре и его остывания возможность выплавления гранитов будет уменьшаться. Поэтому следует заметить, что все случаи нахождения обдукционных гранитов известны только в западной части Урала. Серпентиниты в восточных зонах никогда не сопровождаются такими гранитами. Наиболее простое объяснение этого факта заключается в движении мантийных аллохтонов с запада на восток, в направлении падения зоны субдукции. Характерна минералогия обдукционных гранитов, ассоциированных с мантийными аллохтонами. Помимо обычных для гранитов кварца, полевого шпата (калиевый полевой шпат – ортоклаз!) и слюды для них типичен парагенезис граната с турмалином, к которому часто присоединяется кордиерит. Минералогические особенности гранитов свидетельствуют о дегидратационном типе анатексиса, когда главным источником воды служат реакции разложения гидроксилсодержащих минералов, хотя иногда очевиден и привнос воды в область гранитообразования (как, например, в случае с гранитами в зонах амфиболизации габбро-норитов Восточно-Хабарнинского массива).

Глава 4. НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ГАББРО-ТОНАЛИТ-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Магматизм этого типа начинается на Урале в среднем девоне примерно 375 млн лет назад внедрением продуктов водного базитового магматизма – роговообманковых габброидов, но массовое формирование сложных габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных комплексов происходит в позднем девоне (360 млн лет назад). С этого времени ведет свое начало собственно гранитоидный магматизм Урала.

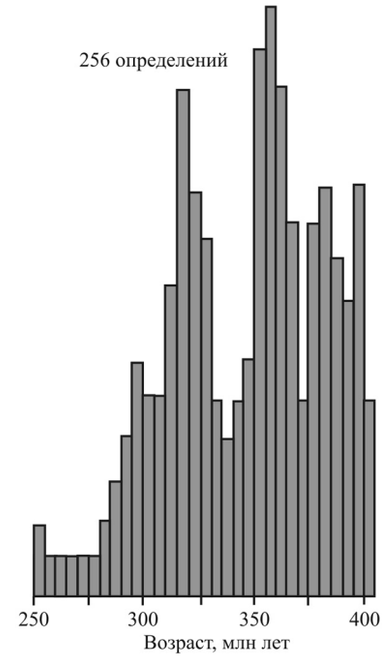
Поздний девон – важнейший этап в геологической истории Урала и, в частности, его магматизма. Это время завершения функционирования островных дуг (Формирование…, 1986) и начала масштабного гранитоидного магматизма, мантийно-корового по своей природе, который сменяет мантийный магматизм начальных этапов развития орогена. Допозднедевонские гранитоиды – это в основном продукты кристаллизационной дифференциации базитовой по составу магмы. Начиная с девона резко возрастает роль анатексиса в гранитообразовании.

В позднем девоне происходят важные изменения в геодинамике Уральского орогена (Пучков, 2000; Мизенс, 2002). На территории современного Южного Урала в фамене «Магнитогорская островная дуга подошла вплотную к Восточно-Европейскому континенту и столкнулась с ним… К концу фаменского времени процесс окраинно-континентальной аккреции завершился и граница ... континента переместилась в область современного Тургайского прогиба – на восток от Валерьяновской зоны» (Пучков, 2000, с. 83). Ороген стал восточной окраиной Восточно-Европейского континента. Палеогеографическая обстановка в фаменское время характеризовалась накоплением преимущественно отложений морских фаций, в том числе флиша зилаирской серии. Суша, являвшаяся областью размыва, в пределах современного восточного склона Урала выступала сравнительно узкой полосой, которая на Южном Урале «располагалась к востоку от Магнитогорска и простиралась до пос. Бреды» (Смирнов, Смирнова, 1961, с. 76), захватывая большую часть области развития фаменских интрузивов (см. рис. В.1).

Как уже отмечалось, в позднем девоне существенно мантийный магматизм ранних стадий эволюции орогена сменяется мантийно-коровым, что знаменует начало масштабного гранитоидного магматизма Уральского орогена.

В отличие от доверхнедевонского магматизма, продукты которого распределялись преимущественно линейно, более молодые интрузивы характеризуются как линейным, так и ареальным расположением. В первом приближении они представляют собой проекции магматических очагов в структурах коры. Само местоположение очагов определялось потоком водного флюида, понижающего температуру ликвидуса.

Рис. 4.1. Конкордантный U–Pb-возраст цирконовых зерен из ГТГГ-массивов Южного и Среднего Урала



Магматические ареалы сложены габбро-тоналит-гранодиорит-гранитными (ГТГГ) массивами. Наиболее крупные интрузивные массивы представляют собой центры эндогенной активности, которые функционировали в течение длительного времени, сравнимого с продолжительностью геологических периодов, а в отдельных случаях и дольше. В связи с этим, говоря о возрасте массивов в целом, мы имеем в виду возраст наиболее распространенных на современном эрозионном срезе тоналитов и гранодиоритов.

ГТГГ-комплексы образуют три четкие возрастные группы: 400–380, 365–355 и 320–290 млн лет (рис. 4.1). Обобщенные данные о цирконовом возрасте массивов приведены в табл. 4.1. Девонские интрузивы развиты преимущественно на Южном Урале в юго-восточном островодужно-континентальном мегаблоке, а каменноугольные – в северо-западном (рис. 4.2). Те и другие образуют протяженные субмеридиональные пояса, локализованные премущественно в окраинно-континентальных зонах. В пределах этих поясов отдельные массивы объединяются в ареалы, скопления, и такое сочетание поясового и ареального распределения очень характерно для гранитоидов рассматриваемого типа.

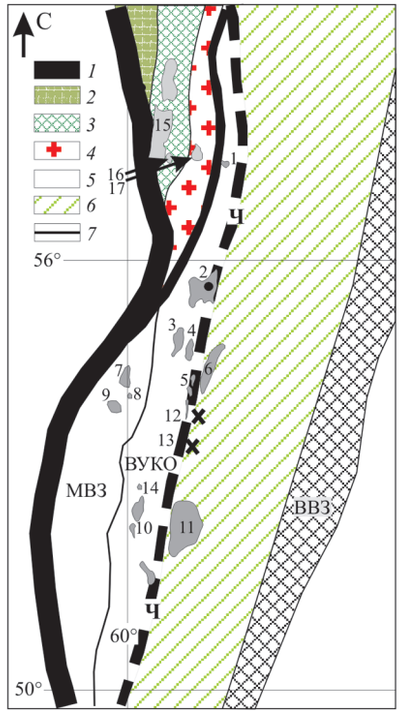


Рис. 4.2. Схема размещения главных ГТГГ-массивов на Южном и Среднем Урале.

Мегаблоки (Ферштатер, 1992, с изменениями): *1* – шовный с зоной Главного Уральского разлома; *2–4* – северо-западный островодужно-континентальный с Тагильской вулканогенной зоной (*2*), окраинно-континентальной (*3*) и континентальной (*4*) зонами; *5* и *6* – юго-восточный островодужно-континентальный с Магнитогорской вулканогенной зоной (МВЗ) и Восточно-Уральской окраинно-континентальной (с пермского времени – континентальной) зоной (ВУКО) соответственно; *7* – Зауральский; *8* – Валерьяновская вулканогенная зона (ВВЗ); Ч – Челябинский разлом.

Цифрами на схеме обозначены *ГТГГ-массивы*: 1 – Некрасовский; 2 – Челябинский; 3 – Варламовский; 4 – Коелгско-Кабанский и Пластовский; 5 – Чернореченский; 6 – Нижнесанарский; 7 – Ахуновский; 8 – Краснинский; 9 – Верхнеуральский;10 – Суундукский; 11 – Мариновский; 12 – Тарутинский; 13 – Михеевский; 14 – Амамбайский; 15 – Верхисетский; 16 – Шарташский; 17 – Каменский

Таблица 4.1

Цирконовый возраст ГТГГ-массивов Среднего и Южного Урала

Номер пробы	Струк-тура	Массив	Порода	Возраст, млн лет	Метод	Лит. источник
172	ЮВП	Некрасовский	Кварцевый диорит	352±12	Pb/**Pb**	[1]
к307	ЗУ	Нижнесанарский	–"–	356±8	NS	[1]
к1054	ММС	Рассыпнянский	Тоналит	398±10	LA–**Gr**	[1]
к1063	–	Краснинский	–"–	366±6	LA–**Gr**	[1]
к270	–	–	–	367±10	Pb/**Pb**	[1]
к271	–	–	Гранит	368±7	–	[1]
АВ	–	Ахуново-Карагайский	–"–	360	Pb/**Pb**	[1]
к178	ЮВК	Пластовский	Плагиогранит	524±6	SH	[2]
–	–	–	–	**361±6**	–	[2]
–	–	–	–	335±6	–	[2]
Члб-1	ЮВК	Челябинский	Кварцевый диорит	355±7	Pb/**Pb**	[3, 4]
Члб-2	–	–	Гранодиорит	360–330	–	[3, 4]
Члб-4	–	–	Гранит	360±9	–	[3, 4]
Чрб-6	–	Чернореченский	Гранодиорит	354±7	–	[3]
к181	–	Варламовский	Гнейсогранит	450–500	SH	[2]
–	–	–	–	**358±4**	–	[2]
Ви681	СЗП	Верхисетский	Габбро-диорит	368.9±6.1	SH	[5]
	–	–	Гранодиорит	345–320	Pb/**Pb**	[3]
	–	–	Гранит	300–280	Pb/**Pb**	[3]
к151	ЗУ	Мариновский	Диорит	358±3	LA–**L**	Наст. работа
к152	–	–	–	349±2.3	–	–
к375	–	–	Плагиогранит	346±2.3	–	–
к376	–	–	–	362±2.3	–	–

Примечание. Полужирным шрифтом выделены значения возраста, которые, судя по морфологическим особенностям циркона, фиксируют время магматической кристаллизации (в пробах, где отмечены полихронные цирконы).

Тектонические структуры: ТМЗ – Тагильская мегазона; ММЗ – Магнитогорская мегазона; ПП – Платиноносный пояс; ГУР – зона Главного Уральского разлома; ЮВП и СЗП – переходные (окраинно-континентальные) зоны юго-восточного и северо-западного мегаблоков соответственно; ЮВК и СЗК – континентальные зоны юго-восточного и северо-западного мегаблоков соответственно; ЗУ – Зауралье.

Методы: NS – **U-Pb NORDSIM (Стокгольм); LA–Gr – лазерная абляция (Университет г. Гранада, Испания);** SH – **U-Pb SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, С.-Петербург); Pb/Pb – метод Кобера (Университет г. Гранада, Испания); LA–L – лазерная** абляция (Музей естественной истории, Лондон).

Литературные источники: [1] – Ферштатер и др., 2007; [2] – Ферштатер и др., 2010; [3] – Montero et al., 2000; [4] – Осипова и др., 2009; [5] – Зинькова и др., 2009.

Раннесреднедевонские массивы принадлежат пластовскому (Львов, 1965) или бутакскому (Самаркин, Самаркина, 1988) комплексам. Типичный массив – Пластовский, с которым связано Кочкарское золоторудное месторождение. Массив сложен биотит-роговообманковыми гранодиоритами и тронд**ь**емитами. Широко развиты разгнейсованные и мигматизированные разности, что позволило ряду исследователей (Яновский, Туголесов, 1961; и др.) рассматривать массив как мигматит-плутон. Породы прорваны большим количеством базитовых даек, представленных биотит-роговообманковыми лампрофирами, в которых и залегает бóльшая часть золотой минерализации (Бородаевский, 1952; Сазонов и др., 2001, Знаменский, 2009). Дайки, очевидно, служили флюидопроводниками, поэтому интенсивно преобразованы такими метасоматическими процессами, как биотитизация, альбитизация, окварцевание, карбонатизация. Эти дайки настолько характерны, что получили собственное название – табашки.

Гранитоиды и табашки Пластовского массива содержат полигенную и полихронную популяции цирконов (табл. 4.2). Например, в плагиограните выявлены реликтовые цирконы возрастом более 500 млн лет, обрастающие каймами возрастом 330–360 млн лет, зональные цирконы возрастом 408–402 млн лет с каймами такого же возраста (330–360 млн лет), как и вокруг реликтовых зерен, и, наконец, цирконы возрастом около 290 млн лет (рис. 4.3). Последние отвечают главной фазе коллизионного гранитного магматизма в палеоконтинентальной зоне юго-восточного мегаблока (Ферштатер и др., 2005). Магматический этап становления пород, по-видимому, фиксируют раннедевонские цирконы (408–402 млн лет), тогда как образование цирконов позднедевонско-раннекаменноугольного возраста (360–330 млн лет), аномально богатых ураном, отвечает разным стадиям золотого оруденения, наложенного на гранитоиды в связи с внедрением лампрофиров (табашек). Последние, по данным цирконовой геохронологии, имеют возраст 390–370 млн лет (рис. 4.4). Как и в плагиограните, в них отмечаются цирконы возрастом около 290 млн лет с высоким содержанием U и Th, что может быть дополнительным свидетельством связи образования таких цирконов с коллизионным гранитным магматизмом.

Магматические породы, одновозрастные с табашками и близкого с ними состава, широко развиты в восточном крыле Магнитогорской мегазоны. Вулканиты представлены здесь базитами повышенной щелочности, которые завершают островодужное развитие Магнитогорской мегазоны (Язева, Бочкарев, 1998). Возраст магматического циркона из пироксенового базальта (северная окраина пос. Зингейка), определенный методом LA ICP-MS в Музее естественной истории (Лондон), составляет 356.4±3.3 млн лет. Возраст реликтовых цирконов, как в плагиограните, 508–546 млн лет, а молодая популяция возрастом около 290 млн лет имеет тот же генезис, что и в породах Пластовского массива. Интрузивные породы локализованы в дунит-клинопироксенит-габбро-монцонитовом Сахаринском массиве и имеют тот же набор цирконовых популяций, что и табашки (рис. 4.5).

Поскольку табашки – это дайки, то их возраст (390–370 млн лет) хорошо согласуется с данными о раннедевонском возрасте гранитоидов, которые ими прорываются.

Таблица 4.2

Возраст цирконовых зерен из Пластовского массива

Номер зерна и кратера	$^{206}Pb_c$, %	U	Th	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$, ppm	$^{206}Pb/^{238}U$, лет		$^{207}Pb^*/^{235}U$	±, %	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±, %	Ошибка
		ppm										
Пр. к178, гранодиорит, отвалы шахты им. К. Маркса												
1.1	3.09	120	35	0.30	6.94	407.7	±9.2	0.35	28	0.0653	2.3	0.083
8.1	2.65	170	130	0.79	6.84	287.6	±5.8	0.28	27	0.04562	2.1	0.075
2.1	1.83	130	41	0.33	7.03	386.4	±7.8	0.39	25	0.0618	2.1	0.081
7.1	1.76	126	13	0.11	7.08	402.3	±7.4	0.429	21	0.0644	1.9	0.091
5.1	0.87	146	42	0.30	8.21	404.7	±9.3	0.434	15	0.0648	2.4	0.157
4.1	0.31	284	35	0.13	14.5	369.8	±3.9	0.418	5.9	0.05904	1.1	0.183
7.2	0.98	4269	2263	0.55	199	338	±1.3	0.394	2.5	0.05383	0.38	0.154
6.2	0.87	1920	583	0.31	95.6	360.3	±1.8	0.427	3.3	0.05749	0.51	0.157
3.2	2.11	3478	741	0.22	161	331.5	±1.5	0.392	3.6	0.05276	0.46	0.127
6.1	0	776	558	0.74	56.3	522.9	±3	0.674	1.7	0.0845	0.6	0.362
3.1	0	166	46	0.28	12.1	527.9	±6.4	0.704	5.5	0.0853	1.3	0.230
Пр. к1852, табашка, отвалы шахты им. К. Маркса												
2.1	0.58	145	55	0.39	8.25	410.9	±4.4	0.449	9.1	0.06581	1.1	0.122
2.2	0.27	283	76	0.28	15.2	391.3	±2.5	0.462	3.7	0.06258	0.65	0.178
3.1	3.13	76	53	0.73	4.07	379.2	±7.3	0.42	25	0.0606	2	0.081
4.1	0	681	534	0.81	27.2	293.3	±1.4	0.337	1.5	0.04654	0.48	0.315
5.1	1.54	96	46	0.50	4.96	369.1	±5.9	0.347	20	0.05893	1.6	0.081
6.1	1.53	117	85	0.75	6.11	374	±4.4	0.375	13	0.05973	1.2	0.093
7.1	0.82	80	36	0.47	4.12	373.7	±5.1	0.386	13	0.05968	1.4	0.112
8.1	0.69	137	104	0.78	6.76	357.5	±3.6	0.378	6.8	0.05702	1	0.151

Примечание. Анализы выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (С.-Петербург). Pb_c и Pb* – нерадиогенный и радиогенный свинец соответственно. Коррекция на Pb_c по измеренному ^{204}Pb.

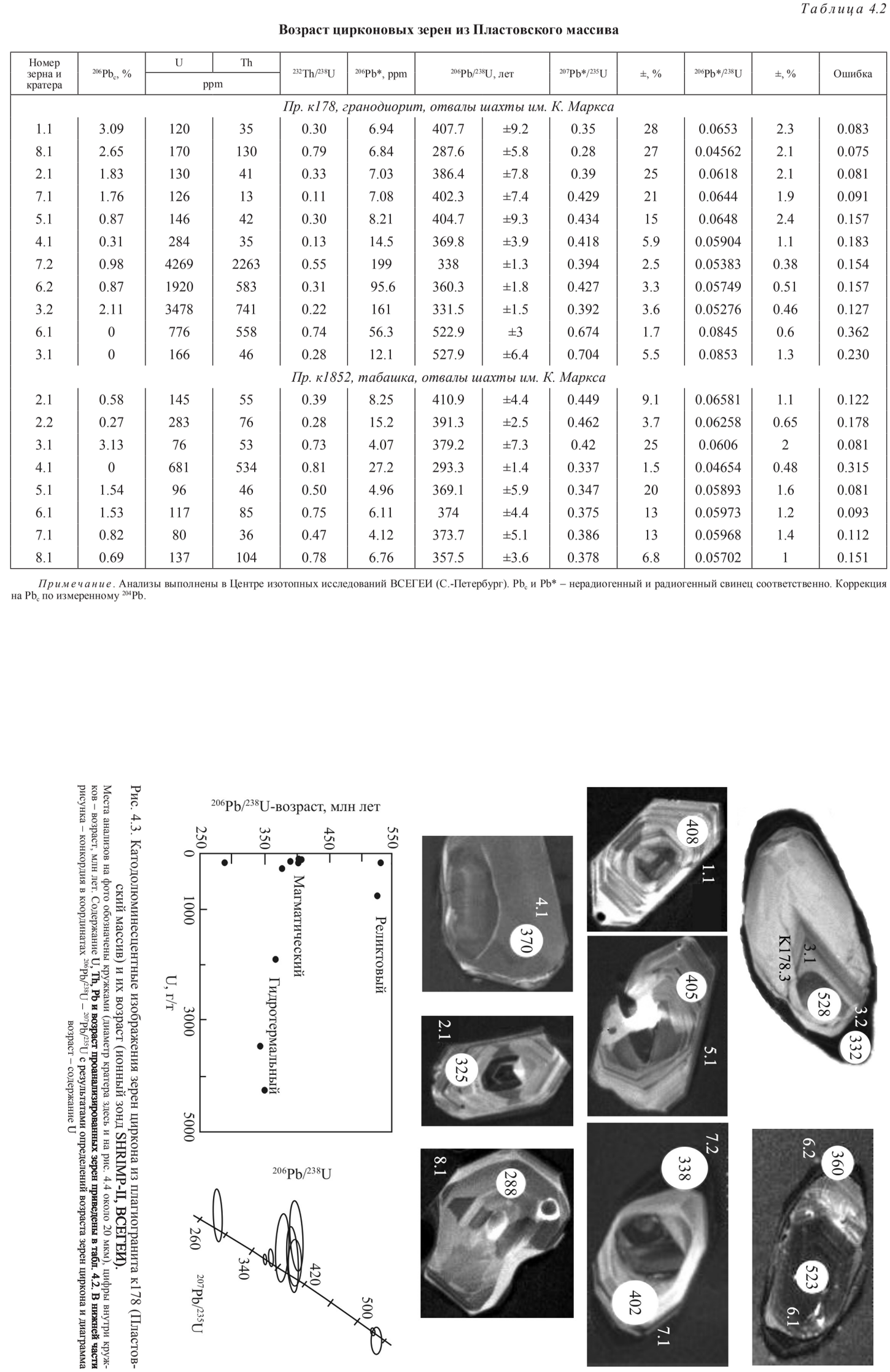


Рис. 4.3. Катодолюминесцентные изображения зерен циркона из плагиогранита к178 (Пластовский массив) и их возраст (ионный зонд SHRIMP-II, ВСЕГЕИ).

Места анализов на фото обозначены кружками (диаметр кратера здесь и на рис. 4.4 около 20 мкм), цифры внутри кружков – возраст, млн лет. Содержание **U, Th, Pb и возраст проанализированных зерен приведены в табл. 4.2. В нижней части** рисунка – конкордия в координатах $^{206}Pb/^{238}U$ – $^{207}Pb/^{235}U$ **с результатами определений возраста зерен циркона и диаграмма** возраст – содержание U

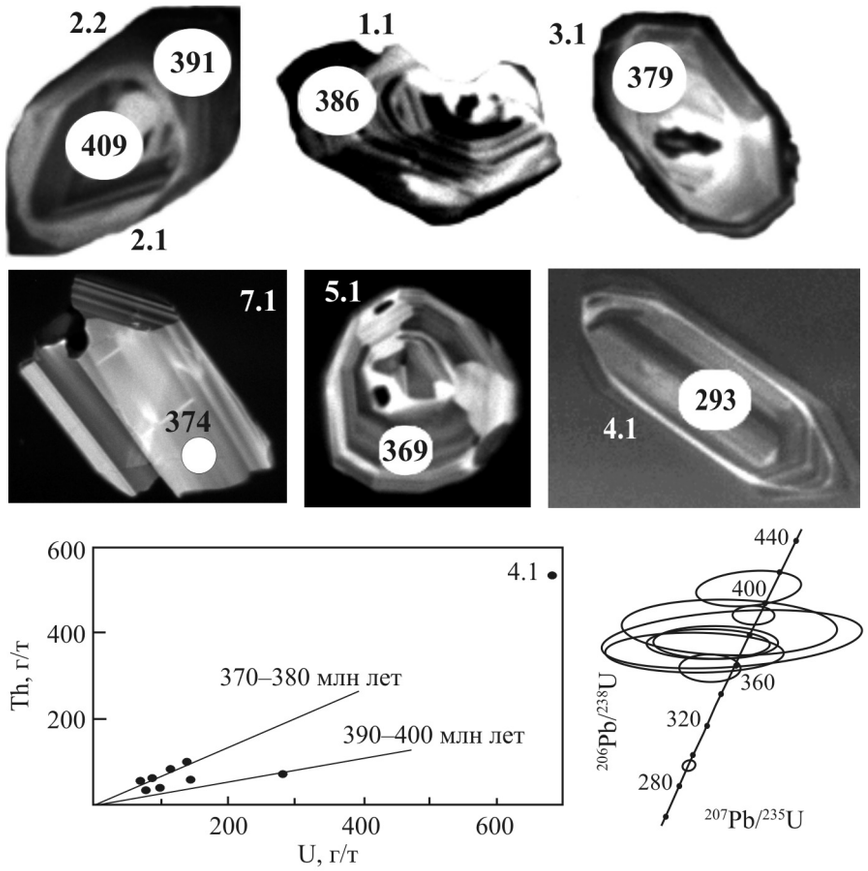


Рис. 4.4. Возраст (ионный зонд SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) и катодолюминесцентные изображения зерен циркона из табашки к1852 (Пластовский массив).

Места анализов на фото обозначены кружками, цифры внутри кружков – возраст, млн лет. Содержание U, Th, Pb и возраст проанализированных зерен см. табл. 4.2. В нижней части рисунка – конкордия в координатах $^{206}Pb/^{238}U$ – $^{207}Pb/^{235}U$ с результатами определений возраста зерен циркона и диаграмма U–Th. Более древние цирконы, предположительно заимствованные из плагиогранита, характеризуются повышенным значением отношения U/Th по сравнению с собственными цирконами табашки

Бедные калием граниты Пластовского массива обычно описываются как плагиограниты (табл. 4.3). Они действительно обеднены калием по сравнению с пермскими гранитами санарского (джабыкского) комплексов. Калиевый полевой шпат в них редок и представлен обычно ортоклазом. Бóльшая часть калия сосредоточена в биотите. Это типичные бедные калием котектические по составу породы, лежащие в пределах так называемого «гранитного ряда» в координатах $CaO–K_2O$ (Штейнберг, 1985; Ферштатер, 1987).

Базитовые дайки в пластовских гранитоидах, как отмечалось, сильно переработаны в результате метасоматических гидротермальных процессов, с которыми связана золоторудная минерализация (табл. 4.4). Породы интенсивно биотитизированы (отсюда и их название «табашки»), карбонатизированы.

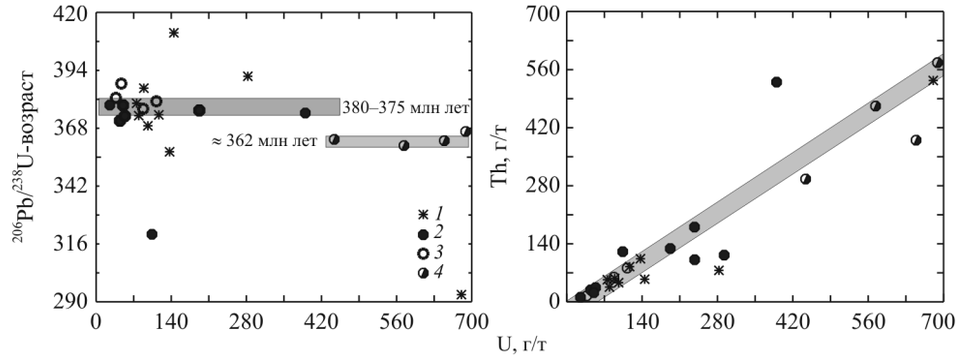


Рис. 4.5. Диаграммы $^{206}Pb/^{238}U$-возраст – U и Th – U для цирконов габброидов района Пластовского (*1*) и Сахаринского (*2–4*) массивов:

1 – табашка; 2 – дунит; 3 – монцогаббро; 4 – кварцевый монцонит

Среди них выделяются две главные разновидности, первично разные по минеральному и химическому составу – биотит-роговообманковые (относительно обедненные калием) и биотитовые (богатые этим элементом). В наименее переработанных образцах видно, что биотит и амфибол образуют вкрапленники, погруженные в тонкозернистую массу, в которой преобладает плагиоклаз с примесью минералов вкрапленников, иногда кварца и калишпата. По сравнению с гранитоидами табашки обогащены большинством редких элементов (рис. 4.6). Надсубдукционная природа массива находит отражение в отрицательных аномалиях Nb, Ti на спайдерграмме, которые свойственны как базитам, так и гранитоидам.

Позднедевонские ГТГТ-комплексы пользуются наибольшим развитием в окраинно-континентальной и континентальной зонах юго-восточного мегаблока (Восточно-Уральское поднятие). Породы образуют крупные сильно эродированные батолиты (Челябинский, Суундукский), а также пояс самостоятельных малоглубинных массивов (Коелгско-Кабанский, Чернореченский, Айдырлинский). Они формируются при давлении от 6–7 до 1–2 кбар. Эродированные батолиты сопровождаются мигматитами и представляют собой корневые зоны магматической колонны, тогда как гипабиссальные тесно ассоциированы с комагматичными андезитоидными вулканитами и сложены продуктами кристаллизации первичных расплавов и их дифференциации. Преобладающие породы во всех массивах – деформированные биотит-роговообманковые кварцевые диориты (тоналиты) с первичным эпидотом, гранодиориты и завершающие серию биотитовые и двуслюдяные плагиограниты и граниты. Роговообманковые и биотит-роговообманковые габброиды и диориты, которые постоянно, хотя и в небольшом количестве, отмечаются в массивах, образуют ксеноблоки и синплутонические дайки, сопровождающие становление плутонов на всех стадиях. Это основной источник субстрата для гранитоидов (Ферштатер, 2003; Bea et al., 1997). Становление массивов завершается внедрением даек, варьирующихся по составу от габбро и лампрофира до гранит-порфира. Массивы сопровождаются золотым оруденением.

Челябинский массив залегает среди силурийско-девонских вулканических и осадочных пород и окаймлен с севера и запада мощной Западно-

Таблица 4.3

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (ppm) элементов в гранитоидах Пластовского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	(п331)	(п339)	(к178)	(9)	(26)	(27)	(31)	(35)	(38)
SiO_2	71.90	71.54	73.30	66.50	71.44	73.13	73.83	72.28	71.77
TiO_2	0.28	0.19	0.19	0.15	0.18	0.04	0.11	0.15	0.16
Al_2O_3	14.04	14.99	14.50	18.07	15.11	14.15	14.58	15.07	16.23
Fe_2O_3	0.69	0.64	0.57	1.07	1.39	0.93	0.96	0.94	1.52
FeO	1.31	0.86	1.04	0.5	0.7	0.3	0.4	0.4	0.5
MnO	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04
MgO	0.38	0.42	0.62	0.69	0.65	0.58	0.60	0.38	1.42
CaO	2.88	2.13	1.83	3.14	2.03	1.50	1.32	2.08	1.06
Na_2O	4.42	4.60	4.50	5.80	5.30	4.80	4.10	6.60	1.70
K_2O	2.42	3.32	2.11	2.54	2.52	3.61	3.35	1.47	4.42
P_2O_5	0.06	0.02	0.08	0.08	0.06	0.04	0.03	0.04	0.07
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.90	0.60	0.90	0.60	0.50	1.70
Li	19.10	9.14	8.75	5.97	7.14	6.24	8.78	4.79	19.26
Rb	63.30	65.64	62.56	21.35	57.23	69.39	61.49	35.47	89.07
Cs	2.32	1.22	1.18	2.03	1.29	1.69	0.85	0.81	1.66
Be	1.49	2.21	2.01	2.94	1.77	1.57	1.22	2.03	2.06
Sr	426.4	262.2	389.3	208.4	491.0	310.4	117.9	514.6	190.5
Ba	676.4	684.6	419.1	498.4	804.0	512.6	542.4	465.4	857.2
Sc	3.14	1.46	2.51	1.68	2.10	2.04	2.16	1.24	2.65
V	24.63	12.18	15.46	15.86	14.15	4.71	9.38	8.17	17.91
Cr	11.88	9.53	7.09	0.60	3.82	2.23	2.80	1.84	8.33
Co	3.01	1.42	2.17	0.83	1.67	0.95	3.41	0.94	1.93
Ni	4.09	2.18	6.69	Не опр.	2.57	2.13	2.84	2.12	8.44
Cu	13.91	21.61	13.53	5.69	16.92	7.50	18.72	12.17	18.85
Zn	50.49	38.59	41.34	28.74	38.54	14.37	12.97	16.39	33.92
Ga	19.66	18.84	19.28	20.27	17.09	14.34	16.55	16.05	16.82
Y	3.90	3.52	4.67	3.41	3.82	3.00	2.85	3.41	2.6
Nb	3.62	3.96	4.41	5.28	3.47	4.08	1.31	2.37	2.49
Ta	0.21	0.34	0.89	0.36	0.32	0.42	0.10	0.25	0.13
Zr	94.9	74.5	79.4	77.2	68.2	24.5	20.3	64.5	53.9
Hf	2.75	2.27	2.23	6.67	2.12	1.20	0.76	2.19	1.72
Mo	0.09	0.10	0.42	Не опр.	0.80	1.03	0.13	0.11	0.22
Sn	1.64	1.21	1.70	0.88	1.07	1.04	0.93	0.60	1.28
Tl	0.40	0.46	0.52	0.34	1.30	0.74	0.43	0.94	0.42

Окончание табл. 4.3

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	(п331)	(п339)	(к178)	(9)	(26)	(27)	(31)	(35)	(38)
Pb	14.49	27.51	29.53	48.88	19.11	40.97	50.08	18.44	16.38
U	1.97	3.33	3.17	3.90	5.99	2.80	2.51	4.44	4.21
Th	10.60	4.70	7.13	3.90	5.99	2.80	2.51	4.44	4.21
La	23.53	9.60	17.86	7.17	14.56	5.99	5.92	10.23	14.05
Ce	47.26	19.16	36.88	12.59	29.36	12.85	12.38	19.73	29.01
Pr	5.30	2.24	3.92	1.85	3.29	1.45	1.44	2.06	3.17
Nd	20.24	8.64	13.96	7.36	11.61	5.51	5.79	7.39	12.06
Sm	3.39	1.57	2.33	1.55	2.13	1.21	1.27	1.34	2.03
Eu	0.82	0.43	0.55	0.30	0.47	0.19	0.37	0.43	0.42
Gd	2.09	1.07	1.38	1.19	1.33	0.98	1.12	1.00	1.35
Tb	0.21	0.13	0.18	0.16	0.16	0.13	0.14	0.12	0.14
Dy	0.96	0.73	0.95	0.88	0.84	0.73	0.76	0.71	0.72
Ho	0.15	0.13	0.17	0.14	0.14	0.12	0.12	0.13	0.11
Er	0.37	0.36	0.43	0.35	0.36	0.31	0.28	0.37	0.28
Tm	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.06	0.04
Yb	0.30	0.39	0.41	0.30	0.32	0.31	0.22	0.37	0.22
Lu	0.04	0.06	0.06	0.04	0.05	0.05	0.03	0.06	0.04
W	1.53	2.72	3.67	1.49	2.67	53.94	8.91	2.58	13.33
Bi	0.11	0.34	0.95	0.07	1.83	1.08	5.29	0.12	0.25
Cd	0.03	0.08	0.30	0.07	0.08	0.01	0.02	0.08	0.06
Ge	0.82	0.98	1.06	1.06	0.90	1.28	1.15	0.88	1.50
Ag	0.13	0.13	0.23	0.11	0.14	0.15	0.04	0.08	0.16
Sb	0.15	0.20	0.25	0.12	0.09	0.07	0.07	0.17	0.17
Te	Не опр.	Не опр.	0.17	0.01	0.50	0.58	1.78	0.03	0.04

Примечание. Обр. 1–3 отобраны С.Е. Знаменским в отвалах шахты им. К. Маркса, обр. 4–9 – в эксплуатационных выработках в северной части Кочкарского месторождения, горизонты 460–560 м; в скобках указан номер пробы.

Таблица 4.4

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в дайках (табашках) Пластовского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	(5)	(7)	(24)	(29)	(39)	(36)	(32)	(к1852)
SiO_2	43.28	47.00	52.59	51.57	53.66	52.24	57.07	52.44
TiO_2	1.40	0.84	1.02	0.94	0.86	1.00	0.74	0.90
Al_2O_3	15.96	12.05	15.05	13.95	14.79	15.26	14.60	13.54
Fe_2O_3	7.32	2.63	5.05	3.97	2.24	3.68	4.66	9.68

Продолжение табл. 4.4

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	(5)	(7)	(24)	(29)	(39)	(36)	(32)	(к1852)
FeO	10.3	5.8	4.9	4.8	4.4	4.6	5.4	Не опр.
MnO	0.13	0.17	0.09	0.12	0.15	0.15	0.15	0.14
MgO	7.65	4.51	6.23	6.52	5.43	4.05	5.43	6.69
CaO	1.01	11.08	4.22	7.23	6.30	7.36	6.39	4.82
Na_2O	<2*	1.70	2.20	<2*	<2*	<2*	1.90	3.1
K_2O	8.07	5.98	5.18	5.52	7.75	7.12	2.61	2.80
P_2O_5	0.32	0.32	0.32	0.36	0.36	0.35	0.23	0.16
П.п.п.	2.50	6.90	2.10	4.30	3.00	3.90	1.50	1.20
Li	39.00	25.07	39.83	43.05	28.86	24.30	20.45	36.93
Rb	162.61	165.73	150.34	181.86	167.97	189.51	68.58	76.73
Cs	14.65	9.19	21.40	15.10	10.32	13.14	4.71	9.12
Be	1.13	1.61	1.76	1.71	1.12	1.34	2.00	1.08
Sr	49.1	332.1	515.6	420.5	249.3	312.0	316.2	380.5
Ba	752.7	775.7	650.0	600.5	929.8	673.3	385.5	381.3
Sc	18.67	22.72	11.79	14.44	12.82	21.63	27.71	19.79
V	219.84	181.47	143.16	130.34	121.57	178.11	163.64	132.72
Cr	55.91	119.85	164.99	241.58	210.02	14.36	104.73	190.60
Co	40.24	25.64	23.70	31.78	27.62	20.33	28.68	25.42
Ni	34.17	18.85	114.93	133.82	127.39	Не опр.	13.70	92.99
Cu	45.36	83.34	106.68	65.99	84.15	18.12	41.13	17.89
Zn	90.53	75.05	53.44	50.42	113.61	76.14	62.42	75.90
Ga	22.90	15.58	29.05	18.05	21.80	16.87	14.81	16.29
Y	6.49	15.57	13.49	13.08	12.63	17.81	14.71	14.43
Nb	6.39	6.10	8.59	8.19	11.11	7.43	6.37	4.13
Ta	0.40	0.45	0.48	0.47	0.69	0.44	0.48	0.30
Zr	50.8	83.8	116.0	122.5	132.4	83.2	56.6	45.9
Hf	1.59	2.56	2.96	3.28	3.60	2.55	1.68	1.25
Mo	Не опр.	0.85	0.35	0.09	Не опр.	1.04	0.42	0.06
Sn	1.72	1.22	4.40	3.00	3.78	1.43	1.75	0.80
Tl	1.36	1.02	1.03	1.16	1.13	1.25	0.41	0.77
Pb	5.50	12.86	8.35	24.96	30.76	10.47	17.53	21.22
U	2.21	4.39	8.36	7.46	9.48	3.87	4.72	4.83
Th	2.21	4.39	8.36	7.46	9.48	3.87	4.72	1.96
La	3.62	15.68	42.71	38.52	50.10	16.42	18.52	17.59
Ce	8.72	34.65	84.79	79.00	97.51	36.60	40.34	30.47

Окончание табл. 4.4

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	(5)	(7)	(24)	(29)	(39)	(36)	(32)	(к1852)
Pr	1.21	4.18	9.87	8.76	11.61	4.50	4.77	4.27
Nd	5.41	17.83	36.55	33.30	44.85	18.87	19.45	17.50
Sm	1.35	3.71	6.02	5.33	7.44	4.05	4.03	3.50
Eu	0.38	1.00	1.36	1.28	2.22	1.07	1.10	1.14
Gd	1.35	3.51	4.09	3.72	5.06	3.71	3.69	3.20
Tb	0.21	0.49	0.52	0.46	0.61	0.56	0.51	0.46
Dy	1.41	3.21	2.98	2.87	3.27	3.65	3.29	2.96
Ho	0.29	0.65	0.54	0.53	0.54	0.75	0.63	0.60
Er	0.86	1.89	1.45	1.47	1.31	2.19	1.68	1.68
Tm	0.14	0.27	0.21	0.22	0.19	0.31	0.24	0.24
Yb	0.83	1.73	1.24	1.36	1.12	1.95	1.42	1.56
Lu	0.13	0.27	0.19	0.19	0.16	0.29	0.21	0.23
W	6.26	26.17	16.25	187.43	32.77	11.66	0.86	9.98
Bi	1.72	0.28	9.59	2.20	2.80	0.11	1.11	0.33
Cd	0.06	0.28	0.20	0.18	0.27	0.17	0.13	0.16
Ge	1.62	1.43	2.56	2.07	1.99	1.64	1.50	1.19
Ag	0.34	0.22	0.40	0.26	1.22	0.11	0.14	0.15
Sb	0.20	0.13	0.31	0.14	0.24	0.34	0.20	0.29
Te	0.60	0.34	3.56	0.16	0.22	0.01	0.17	0.02

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов исследования Института геологии и геохимии УрО РАН. Обр. 1–7 отобраны С.Е. Знаменским в эксплуатационных выработках в северной части Кочкарского месторождения, горизонты 460–560 м, обр. 8 – в отвалах шахты им. К. Маркса; в скобках указан номер пробы.
*Na_2O определен на приборе EDX-900HS с чувствительностью менее 2%.

челябинской зоной смятия, падающей на юг и восток и содержащей фрагменты офиолитов – серпентинитов и апогаббровых амфиболитов. Эта зона, по-видимому, представляет собой след палеозоны субдукции, контролировавшей формирование Челябинского и других тоналит-гранодиоритовых массивов. Массив является полиформационным (рис. 4.7). Ранний (смолинский) комплекс пород представлен двумя сериями: деформированными биотит-роговообманковыми эпидотсодержащими тоналитами, гранодиоритами и биотитовыми гранитами с изотопным $^{207}Pb/^{206}Pb$-возрастом циркона 360 млн лет (Montero et al., 2000) и U/Pb(SHRIMP-II)-возрастом 360–345 млн лет (Осипова и др., 2009) и рассекающими их многочисленными недеформированными или слабо деформированными дайками и небольшими интрузивными телами биотитовых тоналитов, гранодиоритов и низкокалиевых биотитовых гранитов с таким же $^{207}Pb/^{206}Pb$-возрастом циркона 360 млн лет, что и смолинский комплекс. Состав типичных пород приведен в табл. 4.5.

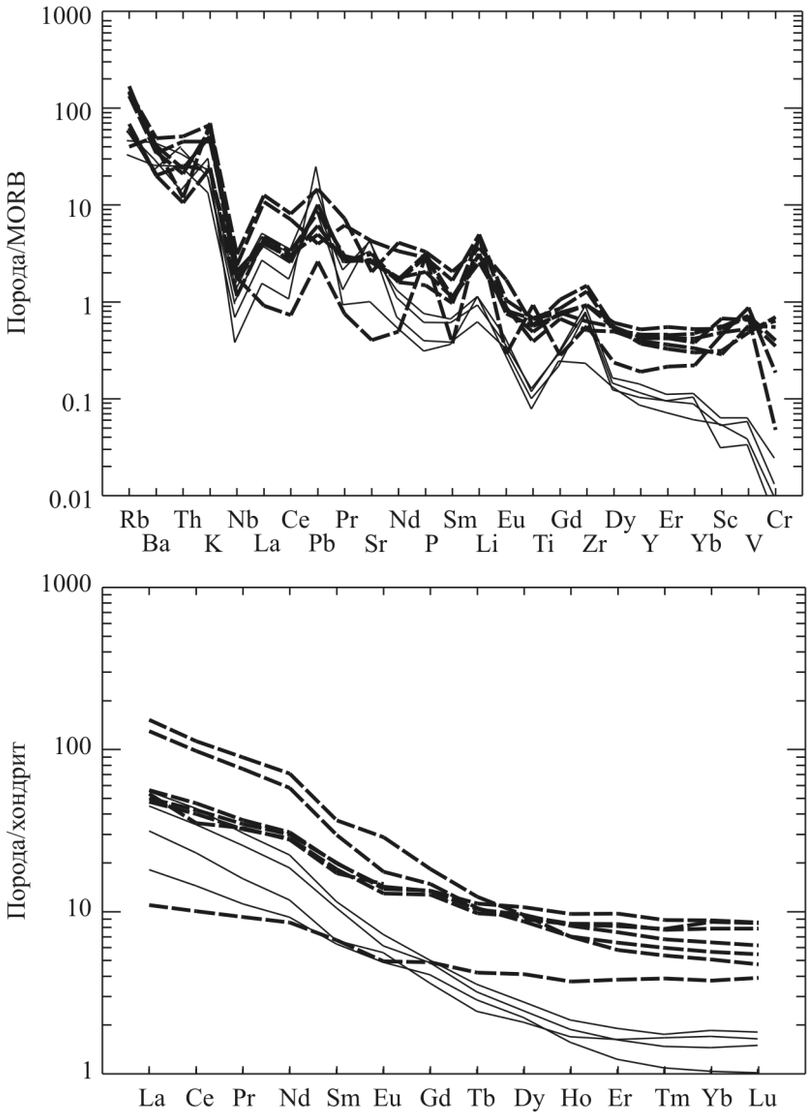


Рис. 4.6. Распределение редких и редкоземельных элементов в гранитоидах (*сплошные линии*) и табашках (*штриховые линии*) Пластовского массива

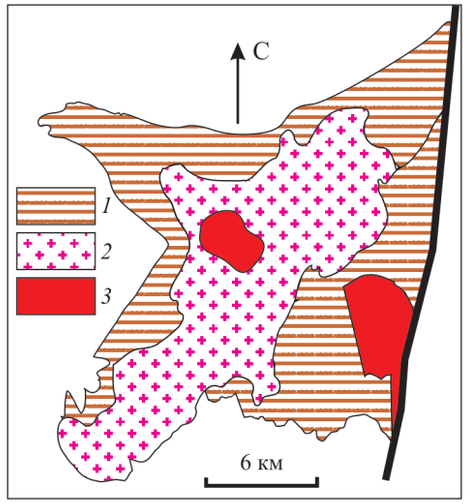


Рис. 4.7. Схематическая карта Челябинского массива (составлена по результатам геологических съемок Челябинской геологической экспедиции 1980–1990-х годов):
1 – фаменские кварцевые диориты, гранодиориты, граниты; *2* – позднекаменноугольные граниты; *3* – пермские граниты

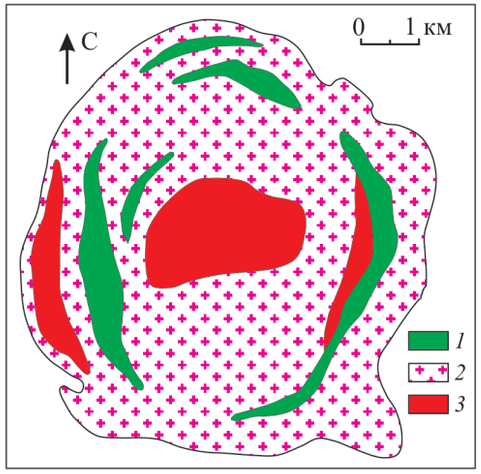


Рис. 4.8. Схематическая карта Краснинского массива (по результатам геологической съемки под руководством И.В. Жилина, с изменениями):
1 – роговообманковые габбро и габбро-диориты; *2* – биотит-роговообманковые тоналиты; *3* – биотитовые адамеллиты и граниты

Двуслюдяные микроклиновые граниты, образующие крупный однородный плутон в центральной части массива, содержат цирконы $^{207}Pb/^{206}Pb$-возрастом 305–300 млн лет (Montero et al., 2000) и U–Pb-возрастом 317 млн лет, определенным классическим методом (Осипова и др., 2009). Эти граниты рассекаются двумя плутонами розовых биотитовых микроклин-пертитовых гранитов кременкульского комплекса, цирконы из которых имеют U–Pb-возраст 275–260 млн лет (SHRIMP-II; Осипова и др., 2009).

Породы смолинского комплекса сходны по составу с жильными породами (табашками) Пластовского массива и упоминаемыми выше позднедевонскими вулканитами, образуют с последними, по-видимому, вулканоплутоническую ассоциацию.

Малоглубинные плутоны являются моноформационными. Чернореченский массив, например, сложен биотит-роговообманковыми тоналитами и гранодиоритами, а также биотитовыми гранитами с первичным эпидотом (см. табл. 4.5). Породы содержат большое количество включений (автолитов) биотит-роговообманковых микродиоритов и рассечены обильными дайками гранодиорит- и гранит(плагиогранит)-порфиров.

Интрузивные комплексы, завершающие островодужное развитие Магнитогорской зоны, образуют крупный ареал в северной части этой зоны и представлены здесь существенно адамеллит-гранитным Ахуновским и габбро-диорит-гранодиорит-гранитным Краснинским массивами, цирконовый возраст которых составляет 360–368 млн лет (см. табл. 4.1).

Краснинский массив площадью около 400 км^2 имеет округлые очертания (рис. 4.8) и залегает в нижнедевонских пироксен-плагиоклазовых порфиритах

Таблица 4.5

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в породах Челябинского (1–11) и Чернореченского (12–14) массивов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	55.4	62.2	63.9	68.2	70.0	71.6	66.7	70.2	75.9	73.6	75.9	62.3	67.6	70.6
TiO_2	0.83	0.78	0.65	0.44	0.52	0.26	0.57	0.34	0.25	0.21	0.17	0.58	0.51	0.3
Al_2O_3	14.1	16.0	14.7	16.5	14.7	14.0	15.9	16.1	13.2	13.5	13.6	16.1	16.7	15.7
Fe_2O_3	4.11	Не опр.	1.63	Не опр.	1.40	0.45	1.52	1.54	Не опр.	0.84	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	4.73	5.83	3.27	3.12	1.53	1.60	2.04	0.87	1.26	0.95	1.37	4.81	3.78	1.78
MnO	0.15	2.89	0.10	1.25	0.04	0.67	0.06	0.05	0.16	0.05	0.25	0.06	0.07	0.03
MgO	7.05	0.1	3.52	0.06	1.21	0.05	1.87	1.11	0.06	0.36	0.05	3.28	1.34	0.85
CaO	3.03	4.94	3.98	3.09	1.93	1.65	3.75	3.37	0.9	0.90	0.97	3.41	3.29	1.78
Na_2O	2.65	3.08	3.69	3.27	3.60	3.32	4.88	3.59	3.25	3.88	3	2.9	3.47	3.94
K_2O	4.23	2.31	2.16	3.38	4.87	4.60	1.40	1.57	4.48	4.95	4.03	3.18	2.06	3.42
P_2O_5	0.29	0.25	0.22	0.15	0.22	0.11	0.20	0.13	0.04	0.05	0.06	0.31	0.2	0.12
П.п.п.	0	1.02	0	0.15	0	0.63	0	0	0.4	0.42	0.49	2.14	0.88	1.42
Li	211.7	17.9	87.6	18.0	59.5	49.7	65.5	49.0	25.0	24.3	40.2	35.3	19.3	13.9
Rb	705.2	76.2	210.8	102.9	172.2	110.3	152.8	124.8	292.9	93.1	172.8	78.8	57.4	65.7
Cs	102.2	2.11	14.21	4.72	2.23	4.23	5.08	3.72	2.90	3.94	6.71	3.24	1.89	0.94
Be	19.53	1.62	3.13	2.81	2.92	6.03	3.90	3.91	6.10	2.79	3.36	2.32	2.61	2.73
Sr	441	572	757	606	433	121	623	529	118	848	192	1214	577	864
Ba	420	740	1143	1184	1523	625	580	628	296	1115	410	1345	683	1232
Sc	55.0	13.9	25.6	6.3	16.8	2.9	18.2	15.4	5.2	21.1	3.3	11.1	7.2	3.8
V	245.4	113.5	135.7	46.4	57.3	18.7	61.1	34.3	11.9	175.2	13.6	98.1	68.9	30.2
Cr	167.9	108.3	156.2	38.2	24.1	6.1	38.4	43.9	0.8	132.8	3.1	129.6	34.2	40.1
Co	45.02	16.50	22.93	7.04	7.60	2.50	8.81	5.39	1.15	22.91	1.58	16.43	9.532	4.91
Ni	0	48.84	0	17.01	30.38	0	59.71	17.80	4.92	45.41	3.87	86.46	20.71	25.37
Cu	277.2	22.3	28.9	5.1	87.1	84.6	64.7	52.6	4.7	49.7	4.4	22.7	19.5	7.0
Zn	349.6	73.1	167.2	51.0	102.1	72.0	116.6	108.4	34.5	102.5	64.0	81.5	59.1	42.5
Ga	36.55	19.76	40.90	19.50	42.16	16.73	36.36	35.04	23.00	23.15	18.04	18.55	20.73	18.19
Y	38.54	17.82	29.90	10.84	26.12	5.83	18.75	17.19	14.85	32.30	14.11	11.7	9.18	5.30
Nb	31.08	9.99	18.45	7.75	21.87	12.35	17.85	14.61	49.47	18.40	16.01	7.77	7.35	6.21
Ta	4.13	0.61	28.80	0.99	3.52	0.86	3.05	2.22	5.13	1.18	2.36	0.54	0.52	0.55
Zr	93.8	196.0	72.9	161.1	122.4	173.5	338.9	235.3	129.9	202.7	97.60	160.4	159.5	108.7
Hf	3.21	3.71	3.07	3.87	4.01	4.81	10.90	6.84	5.19	4.77	3.20	3.93	2.83	2.70
Mo	4.61	0.24	4.29	0.10	4.59	0	4.16	4.12	1.92	0.61	0.12	0	0.03	0
Sn	9.92	5.08	2.61	5.46	2.48	0	5.67	2.70	6.56	3.16	8.55	0.12	0	0
Tl	4.57	0.38	3.23	0.55	1.05	1.27	0.98	0.92	1.47	0.56	0.95	0.81	0.32	1.58

Окончание табл. 4.5

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Pb	25.67	13.76	25.57	18.20	28.79	28.64	19.81	29.45	38.23	16.32	29.36	22.63	19.31	41.69
U	16.34	2.71	14.27	5.16	3.19	5.38	7.54	5.64	19.96	4.62	3.50	2.05	1.17	2.93
Th	9.72	10.80	22.67	10.70	31.89	21.40	34.10	19.68	43.13	22.15	14.23	15.42	8.34	9.03
La	23.66	39.46	47.79	32.09	108.1	21.65	84.76	39.76	38.60	96.17	16.03	41.89	31.11	20.50
Ce	51.64	75.49	100.1	56.63	208.9	48.31	151.3	71.07	68.66	191.4	37.24	79.61	59.49	43.74
Pr	6.21	8.26	11.43	5.76	21.49	4.65	14.78	6.91	6.32	21.97	3.58	8.93	6.39	4.47
Nd	25.14	30.51	44.49	19.94	70.77	16.08	48.57	23.36	19.26	82.25	12.77	34.27	23.17	16.38
Sm	5.95	5.57	8.93	3.32	10.88	2.86	6.83	4.43	2.87	13.80	2.86	5.39	3.66	2.71
Eu	1.28	1.32	2.24	0.93	1.96	0.40	1.27	1.11	0.41	3.62	0.43	1.45	0.99	0.76
Gd	5.28	4.41	7.13	2.66	8.72	2.15	5.77	3.52	2.34	9.90	2.59	3.58	2.57	1.74
Tb	0.94	0.59	1.06	0.36	1.13	0.26	0.68	0.49	0.34	1.27	0.42	0.45	0.35	0.22
Dy	6.58	3.29	6.05	1.93	5.88	1.31	3.65	3.06	1.96	6.09	2.35	2.26	1.77	0.98
Ho	1.31	0.61	1.11	0.37	0.93	0.25	0.66	0.58	0.40	1.19	0.48	0.40	0.33	0.18
Er	3.59	1.61	3.08	0.99	2.71	0.75	1.83	1.58	1.32	2.90	1.43	0.96	0.84	0.44
Tm	0.63	0.24	0.49	0.15	0.34	0.12	0.27	0.23	0.25	0.41	0.22	0.15	0.13	0.07
Yb	3.63	1.53	2.87	0.96	2.07	0.67	1.76	1.31	1.82	2.61	1.44	0.88	0.76	0.42
Lu	0.64	0.21	0.59	0.15	0.35	0.11	0.35	0.23	0.30	0.38	0.23	0.13	0.12	0.06

Примечание. Обр. 1–8 (смолинский комплекс: 1–6 – ранняя серия, 7, 8 – поздняя серия): 1 – ксенолит chl118 в тоналите; 2 и 3 – тоналиты **chlb1 и chl101 соответственно; 4 – гранодиорит chlb 2; 5 – адамеллит chl104; 6 – гранит chl106;** 7 – гранодиорит chl117; **8 – адамеллит chl116; 9 – гранит chlb3; 10 и 11 – граниты кременкульского комплекса chl336 и chlb4** соответственно; 12 – тоналит **chr2, 13 – гранодиорит chr3, 14 – гранит chr1.**

и их туфах, которые в контакте с массивом ороговикованы и местами превращены в пироксен-гранатовые скарны с магнетитом. Участками в экзоконтакте развиваются альбитовые метасоматиты с промышленной золотой минерализацией. Над массивом, сложенным на поверхности преимущественно биотит-роговообманковыми тоналитами, отмечается гравиметровая аномалия, что свидетельствует о широком развитии на глубине габброидов. В обнаженной части массива роговообманковые габбро и габбро-диориты образуют серповидные ксеноблоки, которые рассекаются дайками тоналитов и гранодиоритов. Биотитовые граниты образуют небольшие секущие тела преимущественно в краевых частях. Состав преобладающих в массиве пород приведен в табл. 4.6. Они близки к одноименным породам других ГТГГ-комплексов, но с несколько меньшим содержанием **стронция. В отличие от большинства фаменских массивов** породы Краснинского практически не деформированы и характеризуются хорошей сохранностью породообразующих минералов.

Массив локализован в гипабиссальной фации глубинности. Давление при его формировании, по данным плагиоклаз-роговообманкового барометра (Ферштатер, 1990), составляет около 2 кбар, что соответствует кристаллизации данного парагенезиса на глубине 5.5–6 км.

Таблица 4.6

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в типичных образцах пород Краснинского массива

Обр.	1	2	3	4	Обр.	1	2	3	4
SiO_2	52.18	53.19	61.66	67.80	Ga	15.91	14.85	31.37	13.70
TiO_2	1.12	2.41	0.89	0.47	Y	24.73	17.10	35.73	21.06
Al_2O_3	14.79	18.67	16.27	14.85	Nb	4.09	6.50	9.53	6.68
Fe_2O_3	12.15	2.92	2.15	4.50	Ta	0.30	0.53	1.10	0.59
FeO	Не опр.	5.99	4.69	Не опр.	Zr	29.44	14.66	32.97	64.04
MnO	0.19	0.17	0.10	0.11	Hf	1.05	0.72	1.97	2.44
MgO	5.94	2.87	2.33	1.12	Mo	0.93	1.05	4.36	0.62
CaO	8.90	7.94	4.65	2.42	Sn	1.83	1.13	0.45	1.57
Na_2O	2.32	3.55	3.70	3.90	Pb	5.88	11.11	12.27	16.72
K_2O	1.11	1.34	2.80	3.70	U	0.34	0.54	0.70	1.50
P_2O_5	0.30	0.40	0.16	0.18	Th	1.24	3.51	3.81	4.88
П.п.п.	0.56	0.67	Не опр.	0.64	La	10.47	11.34	15.07	13.60
Li	8.40	16.98	19.84	10.56	Ce	20.68	21.35	36.03	25.38
Rb	20.8	90.8	78.3	80.7	Pr	2.85	2.85	4.73	3.10
Cs	2.80	3.62	3.89	5.12	Nd	12.82	11.56	20.57	12.41
Be	0.78	1.16	1.14	1.08	Sm	3.41	2.64	5.42	2.87
Sr	350.6	331.8	345.6	172.5	Eu	1.00	0.79	1.42	0.88
Ba	265.6	426.2	731.0	685.0	Gd	3.90	2.62	5.10	2.90
Sc	34.2	13.4	32.4	6.1	Tb	0.64	0.43	0.95	0.51
V	259.7	126.5	183.9	52.8	Dy	4.07	2.73	6.25	3.44
Cr	154.8	73.9	60.3	41.1	Ho	0.90	0.61	1.36	0.77
Co	31.91	16.07	21.84	5.51	Er	2.51	1.74	3.76	2.18
Ni	43.62	26.43	0.00	7.98	Tm	0.39	0.26	0.61	0.35
Cu	71.25	43.91	50.79	15.77	Yb	2.49	1.63	3.83	2.39
Zn	84.44	50.84	128.91	46.04	Lu	0.39	0.25	0.70	0.38

Примечание. Обр. 1 и 2 – габбро-диорит к270 и к1063 соответственно; 3 – гранодиорит кг7; 4 – адамеллит к271.

В Зауральском поднятии к востоку от Челябинского разлома фаменские ГТГГ-массивы распространены довольно широко (см. рис. 4.2). Они слагают центральную часть Мариновского гнейсово-мигматитового комплекса, а также крупный Нижнесанарский массив и мелкие существенно диоритовые массивы, с которыми связаны Тарутинское и Михеевское медно-порфировые месторождения (Грабежев, 2009). Все гранитоиды этого возраста здесь интенсивно деформированы – катаклазированы, рассланцованы и метаморфизованы – в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Таблица 4.7

Химический состав типичных пород фаменских массивов Зауралья

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	52.84	62.28	55.26	73.20	74.72	75.32	64.00	54.52	60.64
TiO_2	0.78	0.60	0.99	0.28	0.11	0.03	0.68	1.15	0.68
Al_2O_3	16.87	17.36	18.42	14.55	14.51	16.78	16.10	18.70	18.84
Fe_2O_3	2.25	0.91	1.53	0.09	0	0	0.91	1.81	1.15
FeO	7.34	4.00	6.19	1.87	1.72	1.00	4.37	5.85	4.37
MnO	0.21	0.09	0.12	0.04	0.01	0.01	0.08	0.12	0.09
MgO	5.16	2.30	3.75	0.55	0.32	0.16	1.95	3.37	2.19
CaO	8.29	5.30	6.27	2.74	3.36	1.74	4.75	6.28	5.23
Na_2O	2.69	3.40	2.79	4.25	4.04	4.25	3.58	3.37	3.56
K_2O	1.50	1.64	2.07	1.45	0.57	2.57	1.92	2.30	1.76
P_2O_5	0.06	0.12	0.21	0.06	0.03	0.04	0.19	0.27	0.20
П.п.п.	1.77	1.52	1.92	0.78	0.55	0.52	1.10	2.06	1.14

Примечание. *Мариновский массив*: 1 – габбро-диорит мр26; 2 – кварцевый диорит мр1; 3 – автолит мр2 в кварцевом диорите; 4 – плагиогранит мр3, дайка в мр1; 5 – пегматоидная лейкосома мр17 амфиболизированного диорита; 6 – дайка массивного гранита мр23; *Нижнесанарский массив*: 7 – биотит-роговообманковый кварцевый диорит пл51; 8 – автолит пл54 в пл51; 9 – кварцевый диорит пл52.

Последовательность магматических событий в Мариновском гнейсово-мигматитовом комплексе типична для эродированных фаменских плутонов и включает две серии пород (Ферштатер, Бородина, 1975). Преобладают породы ранней серии: биотит-роговообманковые кварцевые диориты с обильными автолитами мелкозернистых габбро-диоритов и диоритов. Широкое развитие автолитов – характерная черта зауральских ГТГГ-комплексов. Диориты прорваны многочисленными субширотными или диагональными дайками биотитовых олигоклаз-андезиновых плагиогранитов и более поздних амфиболовых микрогаббро, превращенных в амфиболиты. Состав пород приведен в табл. 4.7 Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, а диориты еще и мигматизированы с обособлением плагиогранитной по составу лейкосомы пегматоидного облика (табл. 4.7, ан. 5) Все названные породы (диориты, плагиограниты и микрогаббро) рассекаются субмеридиональными дайками (в порядке формирования от ранних к поздним) тоналитов, биотитовых олигоклаз-микроклиновых адамеллитов, биотит-мусковитовых гранитов, пегматитов и амфиболовых микрогаббро. Породы поздней серии внедряются в уже метаморфизованные и полностью консолидированные блоки и в отличие от ранней серии имеют массивную текстуру и не метаморфизованы.

Цирконы из главных разновидностей пород обеих серий представлены зональными разностями типично магматического облика (Краснобаев, 1986), которые в породах ранней серии имеют U–Pb фаменский возраст (около 360 млн лет), в поздней – раннекаменноугольный (349–346 млн лет) (рис. 4.9). Следует отметить, что породы содержат и более древний циркон возрастом

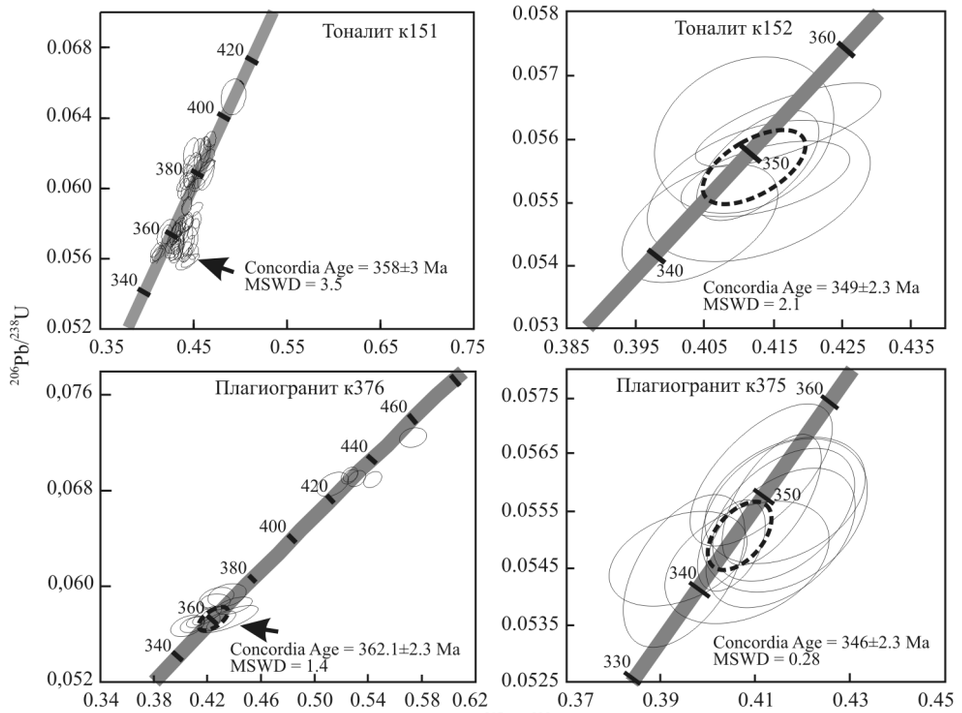


Рис. 4.9. U–Pb-возраст циркона из пород Мариновского массива.
Тоналит к151 и плагиогранит к376 ранней серии, тоналит к152 и плагиогранит к375 поздней серии. Анализ выполнен методом лазерной абляции в Музее естественной истории (Лондон), аналитик М. Смит

около 380 млн лет в диорите к151, около 420 млн лет в плагиограните к376 и 550–650 млн лет в плагиограните к375, который, по-видимому, заимствован из субстрата и отражает эпохи его преобразования, метаморфизма.

Нижнесанарский массив, расположенный к северу от Мариновского, сложен близкими по составу к мариновским деформированными кварцевыми диоритами с обильными автолитами (см. табл. 4.7). Возраст циркона из кварцевого диорита составляет 356±8 млн лет (см. табл. 4.1).

Становление рассматриваемых массивов на Южном Урале начинается, вероятно, во франское время, о чем свидетельствует возраст части габброидов, которые завершают островодужное развитие восточной части Магнитогорской вулканогенной зоны и начинают новый магматический этап, геодинамику которого некоторые авторы определяют как стадию «зрелых островных дуг» (Язева, Бочкарев, 1998). Примером могут служить габброиды Сахаринского массива, имеющие возраст 375 млн лет. Франские и раннефаменские габброиды являются продуктами масштабного водного базитового магматизма и представлены роговообманковыми разностями. По своему источнику они мантийные и по механизму андерплейтинга наращивают новую кору Уральского орогена. Геодинамическая обстановка формирования рассматриваемых

серий отвечает активной континентальной окраине (Ферштатер и др., 2010). Их надсубдукционная природа подтверждается геохимическими особенностями пород.

Все фаменские массивы сложены однотипным набором пород, одноименные разновидности которых обладают общими особенностями минерального и химического состава, отражающими высокое содержание в магме воды ($P_{H_2O} = 0.6 – 0.8P_{общ} = 5–8$ кбар; Ферштатер и др., 2007, 2010), источником воды были процессы дегидратации в субдуцируемом слэбе. Важно подчеркнуть именно общность вещественного состава одновозрастных магматических пород, развитых на большой территории и в разных современных структурно-формационных зонах Южного Урала. Габброиды во всех массивах представлены роговообманковыми или биотит-роговообманковыми разностями, содержащими первичный эпидот. Этот же минерал – важный индикатор высокого содержания воды в магме – характерен для тоналитов и гранодиоритов, в также для некоторых гранитов. Во всех массивах габброиды относятся к категории умеренно калиевых, в которых содержание Na_2O преобладает над содержанием K_2O.

В породах, являющихся продуктами кристаллизационной дифференциации, что типично для малоглубинных массивов, содержание K_2O прямо коррелирует с содержанием SiO_2 (стрелки с индексом Д на рис. 4.10, *б*), тогда как продукты анатексиса характеризуются обратной корреляцией названных компонентов (стрелка А на рис. 4.10, *б*) и богатые кремнеземом породы обычно более бедны калием, чем базиты субстрата. Эта особенность присуща всем надсубдукционным окраинно-континентальным комплексам и объясняется образованием гранодиоритов и гранитов в результате переплавления бескалийшпатовых биотитовых базитов, в том числе принадлежащих этому же комплексу. Прямые наблюдения над синплутоническими базитовыми дайками биотит-роговообманковых габбро жильного комплекса показывают, что кислые породы, ассоциированные с этими дайками и локализованные в их краевых частях, образовались за счет вторичного плавления вещества даек. Плавление происходило в области стабильности биотита, что обеспечило малокалиевый состав анатектического расплава. По величине отношения K/Rb все породы образуют единый тренд; при этом граниты по величине этого отношения резко отличны от пермских (рис. 4.10, *г*). Породы Челябинского и Варламовского массивов характеризуются повышенным содержанием Y. По соотношению Co–V (рис. 4.10, *е*) породы всех рассматриваемых массивов образуют единый тренд.

Спайдерграммы рассеянных элементов, в том числе редкоземельных, пород основного, среднего и кислого состава (рис. 4.11–4.13) обладают четкими признаками надсубдукционных образований, характеризуясь отрицательными аномалиями Nb, Ti других высокозарядных элементов и положительными Sr, P (габбро, тоналиты), Li (граниты). Повышенное содержание рассеянных элементов отмечается у пород Челябинского массива, тогда как остальные массивы сложены близкими по геохимическим особенностям породами. Несомненное сходство вещественного состава фаменских пород является важным свидетельством их генетической близости (примерно одинаковых состава субстрата, механизма и *P–T*-условий магмообразования).

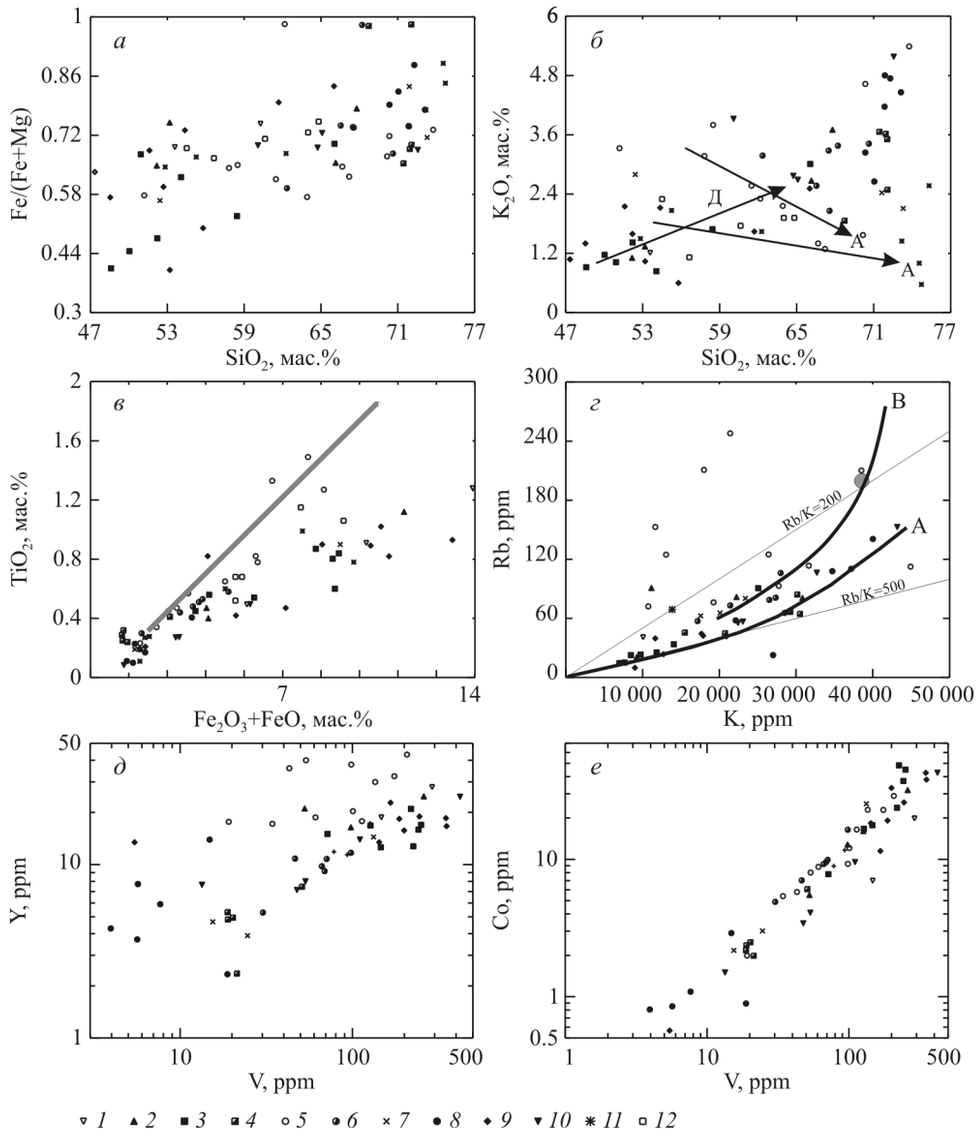


Рис. 4.10 Диаграммы $Fe/(Fe + Mg) – SiO_2$ (*а*), $K_2O – SiO_2$ (*б*), $TiO_2 – Fe_2O_3 + FeO$ (*в*), $K_2O – Rb$ (*г*), $Y – V$ (*д*), $Co – V$ (*е*) для пород из фаменских массивов.

Массивы: *1* – Верхнеуральский; *2* – Краснинский; *3* – Петропавловский; *4* – Ахуновский; *5* – Челябинский; *6* – Черноречен-ский; *7* – Пластовский; *8* – Варламовский; *9* – Сахаринский; *10* – Амамбайский; *11* – Мариновский; *12* – Нижнесанарский. Серая линия на диаграмме *в* – усредненный тренд рифтогенных габбро-гранитоидных серий. Стрелки с индексами А и Д на диаграмме *б* обозначают тренды эволюции при анатексисе и кристаллизационной дифференциации соответственно, линии А и В на диаграмме *г* отвечают трендам эволюции мантийных (*а*) и коровых (*в*) составов

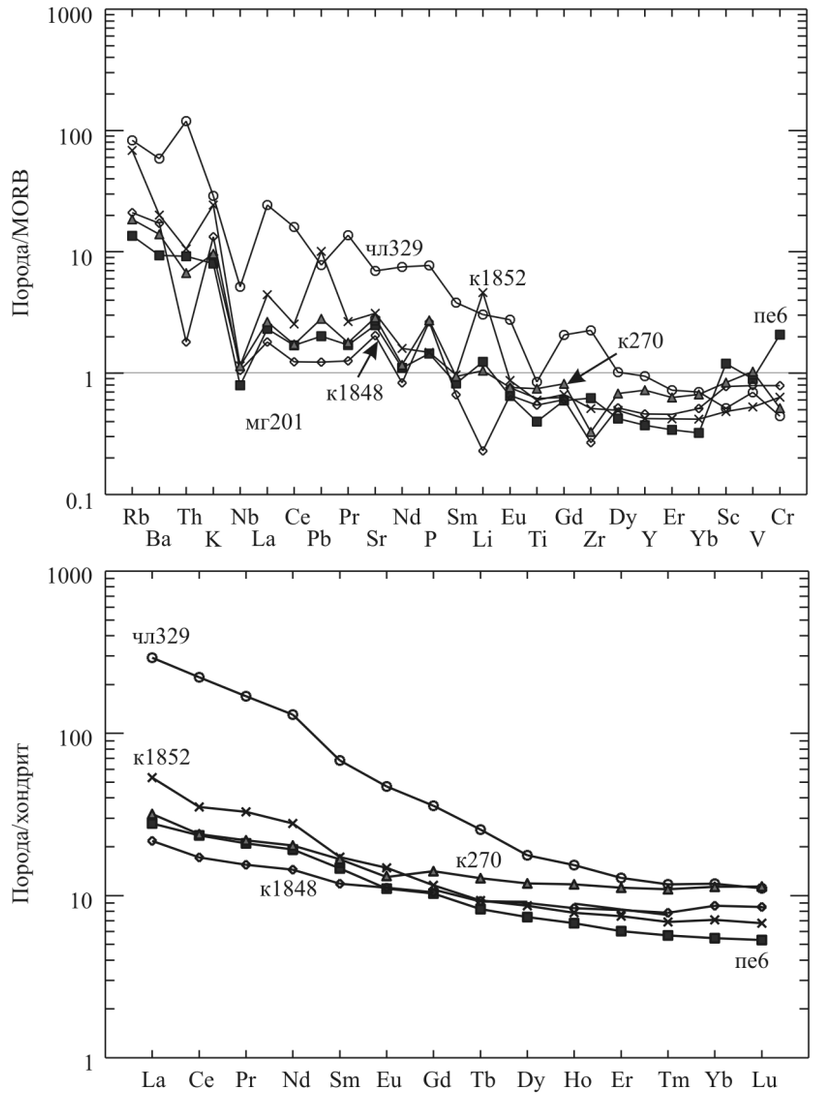


Рис. 4.11. Распределение редких и редкоземельных элементов в позднедевонских габброидах.

Массивы: к270 – Краснинский; пе6 – Петропавловский; чл329 – Челябинский (синплутоническая дайка); к1852 – Пластовский (метаморфизованная дайка, табашка). Для сравнения приведен тренд габбро к1848 Сахаринского массива, начинающих фаменский магматизм в Восточно-Уральском поднятии

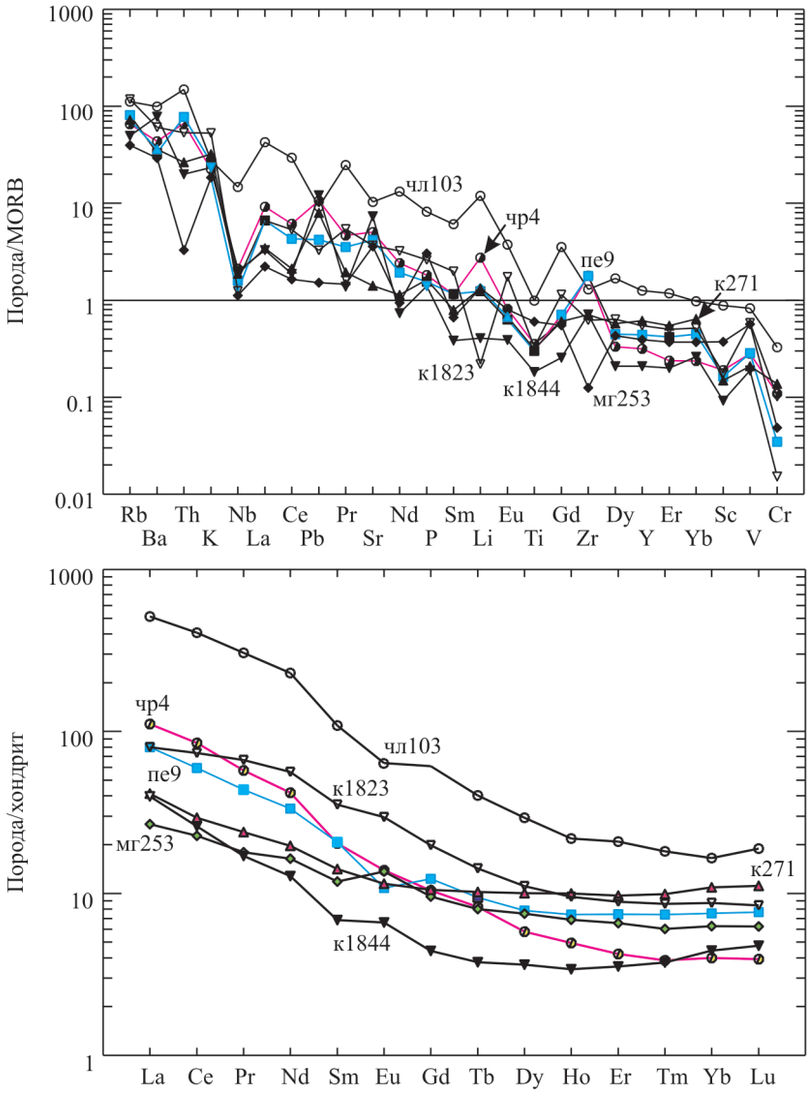


Рис. 4.12. Распределение редких и редкоземельных элементов в фаменских тоналитах и гранодиоритах.

Массивы: к271 – Краснинский; пе9 – Петропавловский; чл103 – Челябинский; чр4 – Чернореченский; к1823 – Верхнеуральский; к1844 – Амамбайский; мг253 – Сахаринский

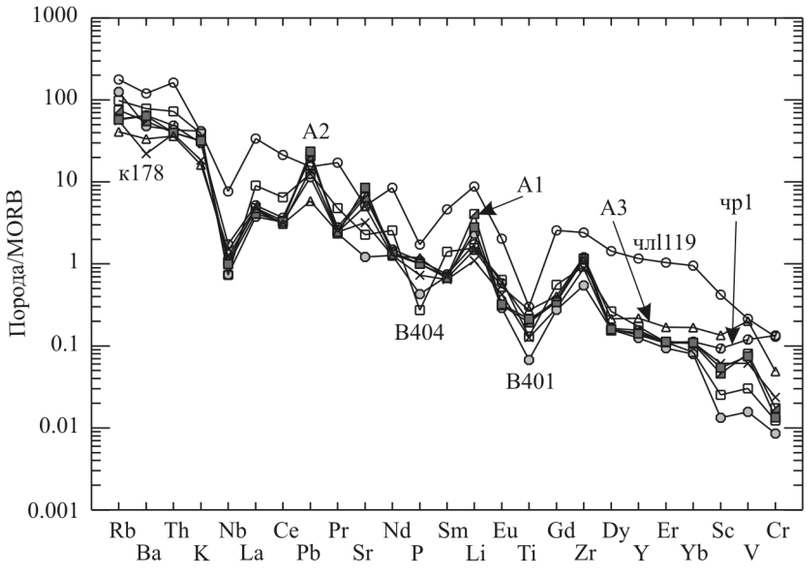


Рис. 4.13. Распределение редких и редкоземельных элементов в фаменских гранитах.

Массивы: A1, A2, A3 – Ахуновский; чл119 – Челябинский; чр1 – Чернореченский; к178 – Пластовский; B401, B404 – Варламовский

ВЫВОДЫ

Рассмотренные массивы фаменского возраста развиты преимущественно на Южном Урале в пределах юго-восточного островодужно-континентального мегаблока. Они представлены мантийно-коровой серией роговообманковое габбро–тоналит–гранодиорит–двуслюдяной гранит (обычно малокалиевый) и имеют как линейный, так и ареальный тип локализации, отражающий пространственное положение магматических очагов. В обоих случаях с большой долей вероятности можно утверждать, что сплошной области магмообразования (магматической камеры) под всем уральским орогеном не было ни на какой стадии его эволюции. Все типы орогенного магматизма характеризовались наличием локальных очагов, которые располагались либо вдоль линейных структур, либо ареально. При этом интрузивные массивы в первом приближении представляют собой проекции этих очагов в структурах коры. Местоположение очагов определялось потоком водного флюида, понижающего температуру ликвидуса.

Наиболее крупные интрузивные массивы – это центры продолжительной эндогенной активности, сравнимой по длительности с геологическими периодами, а в отдельных случаях и более продолжительной. Фаменским является лишь главный этап гранитообразования – анатексис с образованием тоналитового и гранодиоритового расплавов. Масштабный же магматизм начинается во франское или даже в живетское время. Водный базитовый магматизм этого времени продуцирует роговообманковые габброиды, самопроизвольное

частичное плавление (автомигматизация) которых служит основным, хотя и не единственным, источником тоналитов и гранодиоритов. Магматизм завершился в пермское время, когда в результате частичного плавления тоналитов и гранодиоритов сформировались автономные гранитные тела, обычно сопровождающие крупные тоналит-гранодиоритовые массивы.

В отличие от ареальных плутонов массивы линейных зон при пестром составе слагающих их пород, варьирующемся обычно от габбро до гранита или сиенита, характеризуются небольшим временным интервалом формирования, который обычно укладывается в пределы точности аналитических методов изотопного датирования. Можно полагать, что эта особенность рассматриваемых массивов обусловлена преобладанием единого процесса формирования серии – кристаллизационной дифференциации, продолжительность которой не фиксируется современными изотопными методами.

Наличие существенно гранитных фаменских массивов отражает участие в магмообразовании сиалического допалеозойского субстрата, наличие которого зафиксировано в ряде мест Восточно-Уральского и Зауральского поднятий.

Сходство вещественного состава продуктов фаменского магматизма на всей территории, занятой соответствующими интрузивами (см. рис. 4.2), свидетельствует о близких геодинамических и палеогеографических условиях в фамене на Южном Урале. Это была континентальная окраина, в которую входила и восточная часть Магнитогорской вулканогенной зоны, юго-восточная континентальная зона и современное Зауральское поднятие. Породы, сформированные в это время, являются продуктами водного надсубдукционного магматизма на континентальной окраине, которая тогда была сходна с современной Западно-Тихоокеанской треугольной зоной, включающей территорию Индонезии, Филиппин и южной оконечности Азии и представляющей собой зародыш будущего континента (Maruyama et al., 2007). Так же как и эта зона, Урал в позднедевонско-пермское время был «холодным орогеном» (по удачной терминологии цитированных выше авторов), магматическая активность которого обеспечивалась высоким содержанием воды, понижающей температуру ликвидуса. С конца триаса рассматриваемая территория Урала была уже пенепленом (Сигов, 1969), площадь которого резко сокращалась к северу, как и область развития фаменских магматитов.

ГТГГ-МАССИВЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО МЕГАБЛОКА

Массивы локализованы в окраинно-континентальной зоне и образуют крупный субмеридиональный пояс, в котором проявлена поперечная геохимическая зональность, сходная с той, что наблюдается в современных и мезозойских активных континентальных окраинах андийского типа (Atherton, Sanderson, 1985; Bateman, 1992; Petford, Atherton, 1996).

В массивах преобладают гнейсовидные биотит-роговообманковые тоналиты и гранодиориты, эволюция которых завершается гранитными дифференциатами. Серии этих пород прорваны крупными телами массивных биотитовых гранитов. Типичным и наиболее изученным является крупный (более 2000 км^2) Верхисетский массив, расположенный в западной части г. Екатеринбурга и к северу от него. Этот массив постоянно привлекает внимание

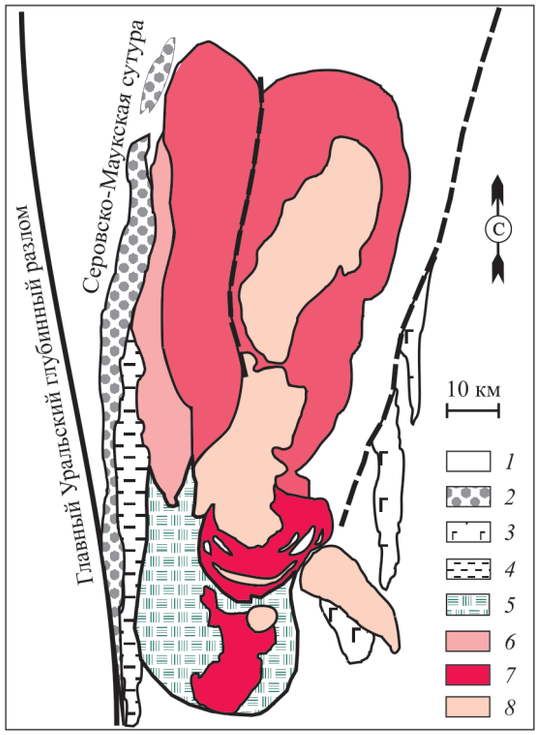


Рис. 4.14. Схематическая геологическая карта Верхисетского батолита (составлена по материалам Д.А. Двоеглазова, Г.Н. Кузовкова, Д.С. Вагшаля, 1972–1979 гг., с дополнениями).

1–4 – породы рамы Верхисетского батолита: *1* – вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи силурийского и раннедевонского возраста, *2* – ультрамафиты, *3* – габбро, *4* – плагиогранитоиды; *5–8* – серии пород Верхисетского батолита: *5* – габбро-диоритовая, *6* – тоналит-трондьемитовая, *7* – тоналит-гранодиоритовая, *8* – адамеллит-гранитная

исследователей (Бушляков, Соболев, 1976; Бородин, 1994; Орогенный…, 1994; Зинькова, 1997; Bea et al., 1997), накоплен большой объем информации о нем.

Массив залегает среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ силурийского и девонского возраста и представляет собой крупное батолитообразное тело, в строении которого принимают участие четыре главные серии (в порядке образования): габбро-диоритовая, две существенно гранодиоритовые – тоналит-трондьемитовая (малокалиевая) и тоналит-гранодиоритовая (калинатровая) – и адамеллит-гранитная (рис. 4.14).

Возраст циркона из диорита ви681 габбро-диоритовой серии (Зинькова и др., 2009) составляет 368.9±6.1 млн лет и соответствует ранним стадиям водного базитового магматизма, с которого начинается формирование батолита. Rb–Sr- и Sm–Nd-изотопное изучение гранитоидов Верхисетского батолита (Bea et al., 1997) показало, что внедрение тоналит-трондьемитовой и тоналит-гранодиоритовой серий происходило примерно 320 млн лет назад, а адамеллит-гранитной – 280 млн лет назад. Низкое первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ = = 0.704231–0.704371, одинаковое для гранодиоритов и гранитов, а также значение $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.5126–0.5127 для гранодиоритов и 0.5125–0.5128 для гранитов свидетельствуют о большой роли в субстрате гранитоидов палеозойской коры, не успевшей ко времени их образования накопить радиогенные Sr и Nd.

Pb–Pb-возраст цирконов из тоналитов и гранодиоритов, определенный по методу Кобера, находится в интервале 345–315 млн лет (Montero et al., 2000). Цирконовый возраст гранита Шарташского массива составляет 302±3 млн лет (Прибавкин и др., 2012).

Породы *габбро-диоритовой* серии развиты в южной, наиболее эродированной, части массива (см. рис. 4.14) и представлены здесь в основном габбро-амфиболитами и кварцевыми биотит-амфиболовыми диоритами. Последние преобладают в составе серии. Местами породы мигматизированы:

в них появляются полосы или жилы гранитоидного состава; при этом амфиболиты и сопровождающие их практически бесполевошпатовые биотит-роговообманковые породы выступают в качестве меланосомы. Габбро, диориты и меланократовые обособления в них обладают гнейсовидной текстурой с направлением гнейсовидности 310–330°, не совпадающим с примерно меридиональной сланцеватостью вмещающих пород. Гранитные мобилизаты, секущие габброиды, разгнейсованы всегда параллельно ограничениям жил. Подобные наблюдения свидетельствуют о первичной природе гнейсовидности, обусловленной движением вязкой массы. Габбро-амфиболиты и диориты характеризуются неоднородной пятнистой «анатектической» структурой: в них появляются участки размером до 1–2 см, сложенные преимущественно лейкократовыми (кварц, плагиоклаз $An_{20–45}$, изредка микроклин, эпидот) или фемическими (роговая обманка, биотит) минералами. Меланократовые участки обычно обогащены сфеном, апатитом, цирконом и другими акцессорными минералами.

Такие биотит-роговообманковые кварцевые диориты, по-видимому, представляют собой дифференциаты расположенных глубже базитов. Именно кварцевые диориты – главная порода протолита более молодых существенно гранодиоритовых серий Верхисетского массива, а более меланократовые, обогащенные роговой обманкой и биотитом породы, образующие обычно включения в мигматитизированных диоритах, по своей природе являются реститами.

Состав типичных образцов из габбро-диоритовой мигматитовой зоны Верхисетского массива приведен в табл. 4.8. Обращает на себя внимание низкое содержание калия в кремнекислых мобилизатах, которые отвечают по составу плагиогранитной котектике. В целом все породы мигматитовой зоны имеют калифобный тренд (рис. 4.15).

Тоналит-трондьемитовая и тоналит-гранодиоритовая серии, слагающие большую часть массива на современном эрозионном срезе, представлены биотит-роговообманковыми разностями с первичным эпидотом; в породах тоналит-гранодиоритовой серии обычен микроклин. Указанные серии заметно различаются, вплоть до гранитных дифференциатов по содержанию калия, магнезиальности (см. 4.15) и таких некогерентных элементов, как Ba, Rb, ЛРЗЭ и других (см. табл. 4.8), что объясняется, вероятно, неодинаковым составом субстрата.

В субстрате тоналит-трондьемитовой малокалиевой серии существенную роль играли породы габбро-диоритовой серии. Кроме тесной пространственной сопряженности об этом свидетельствует ряд петрохимических и геохимических особенностей: 1) единые тренды на петрохимических диаграммах (см. рис. 4.15), 2) сходство состава гранитных мобилизатов мигматизированных габбро и диоритов и таких же по кремнекислотоности пород тоналит-трондьемитовой серии. По сравнению с породами возможного протолита (габбро и диоритами) тоналиты характеризуются пониженным содержанием элементов группы железа (Cr, Ni, Co, V, Sc), высокозарядных литофильных элементов (Ti, Zr, Hf, Nb, Y), РЗЭ и повышенным содержанием таких элементов, как K, Rb, Ba, Sr, Th, U (см. табл. 4.8). Данный факт не противоречит представлению об анатектическом генезисе тоналитов и протолитовой природе пород габбро-диоритовой серии. Морфология трендов распределения редких, в том числе редкоземельных, элементов в габброидах и диоритах массива, а также

Таблица 4.8

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в типичных породах Верхисетского массива

Компонент	1	2	3	4(3)	5(3)	6(1)	7(3)	8(6)	9(3)	10(5)	11(5)
SiO_2	49.22	57.14	71.02	64. 01	72.19	50.78	58.37	66.53	71.57	69.84	73.15
TiO_2	1.01	0.76	0.34	0.48	0.22	1.16	0.93	0.51	0.24	0.43	0.21
Al_2O_3	16.88	18.03	14.85	16.45	15.40	13.9	13.1	15.98	14.96	15.7	15.47
Fe_2O_3	6.78	2.50	0.53	4.43	1.27	10.2	4.56	3.71	2.54	2.21	1.14
FeO	4.31	4.66	2.15	2.09	1.58	Не опр.	4.67	2.30	Не опр.	1.36	0.75
MnO	0.22	0.15	0.04	0.16	0.05	–“–	0.19	0.07	0.04	0.03	0.03
MgO	4.17	2.53	0.99	1.97	0.79	8.69	5.24	2.05	1.00	1.12	0.52
CaO	9.81	6.93	3.94	6.09	3.35	7.53	6.25	3.43	2.10	2.44	1.40
Na_2O	3.54	4.59	4.45	3.89	4.55	3.32	2.81	4.92	4.54	4.79	4.38
K_2O	1.19	1.63	0.98	0.75	0.85	2.28	1.98	2.14	2.93	2.53	3.14
P_2O_5	0.51	0.30	0.08	0.21	0.10	0.40	0.43	0.21	0.12	0.14	0.04
Li	10.42	8.76	8.47	9.93	6.11	50.3	18.78	34.88	18.31	27.8	22.27
Rb	27.04	43.07	31.99	11	9	87	46	73	69	61	75
Cs	0.80	1.18	1.39	0.33	0.82	4.36	1.46	2.19	1.67	1.21	2.00
Be	0.91	1.70	1.40	0.96	1.13	1.91	1.52	2.00	1.87	1.50	1.75
Sr	889	961	679	660	456	449	467	993	464	732	438
Ba	363.6	873.5	310.8	392	297	164	429	690	539	1050	902
Sc	21.5	10.9	2.1	15	3	28	23	17	4	9	5
V	267	148	45	106	25	202	160	76	24	40	13
Cr	7	14	9	9	1	348	147	42	5	14	2
Co	28	15	5	10	2	40	24	11	3	5	1
Ni	9	10	4	50	2	175	102	51	0	4	2
Cu	72	23	42	14	4	122	155	14	8	18	9
Zn	97	79	28	86	6	173	83	89	26	64	27
Ga	21	21	14	23	14	18	17	32	14	25	20
Y	19	16	3	18	6	23	23	15	6	6	4
Nb	3.2	5.1	2.1	3.3	3.3	29.4	9.5	9.8	5. 6	4.6	4.3
Ta	0.12	0.16	0	0.39	0.18	13.3	0.47	1.58	0.54	0.23	0.37
Zr	22.36	15.52	50.33	4	24	70	37	34	55	104	89
Hf	0.89	0.59	1.50	0.24	0.93	1.61	1.52	1.32	3.13	2.77	2.72
Mo	0.38	0.09	0.00	1.19	0.10	1.86	0.36	3.71	1.06	1.45	0.30
Sn	1.22	1.04	0.66	1.16	1.20	2.05	2.45	0.50	0.48	1.39	1.66
Pb	8.73	7.02	10.11	6	6	11	8	18	10	17	21
U	0.66	0.25	0.70	0.45	0.69	3.53	1.70	4.78	2.63	1.03	1.34

Окончание табл. 4.8

Компонент	1	2	3	4(3)	5(3)	6(1)	7(3)	8(6)	9(3)	10(5)	11(5)
Th	1.91	0.98	11.55	1.80	1.89	4.05	4.40	8.25	5.63	7.73	6.40
La	24.24	28.33	34.67	11.75	4.12	27.8	24.24	32.38	13.79	22.4	15.21
Ce	49.95	56.75	66.11	22.33	10.77	63.8	52.04	55.07	23.92	46.8	31.17
Pr	6.49	6.91	5.62	2.85	1.11	8.15	6.88	6.27	2.61	4.00	3.05
Nd	27.69	26.51	17.06	12.30	4.18	32.0	27.46	23.68	9.53	13.4	10.37
Sm	5.86	5.21	2.00	2.88	1.04	3.37	5.82	4.55	1.85	2.39	1.87
Eu	1.94	1.58	0.56	1.02	0.40	1.83	1.27	1.30	0.53	0.87	0.55
Gd	5.00	4.06	1.25	2.79	0.95	6.93	4.38	3.55	1.69	2.03	1.46
Tb	0.71	0.60	0.15	0.44	0.15	0.91	0.70	0.48	0.21	0.23	0.17
Dy	3.69	3.12	0.83	2.94	1.05	4.66	4.03	2.67	1.17	1.10	0.83
Ho	0.70	0.58	0.15	0.63	0.21	0.87	0.82	0.51	0.22	0.19	0.14
Er	1.85	1.62	0.35	1.79	0.61	2.54	2.17	1.40	0.59	0.51	0.37
Tm	0.27	0.24	0.05	0.27	0.10	0.35	0.32	0.19	0.26	0.07	0.05
Yb	1.65	1.42	0.28	1.85	0.65	2.22	2.13	1.27	0.54	0.48	0.33
Lu	0.24	0.22	0.04	0.32	0.11	0.34	0.31	0.22	0.07	0.06	0.05

Примечание. *Серии пород*: 1–3 – габбро-диоритовая (1 – габбро 597, 2 – диорит 592, 3 – плагиогранит 598); 4, 5 – тоналит-трондьемитовая (4 – тоналит, 5 – трондьемит); 6–9 – тоналит-гранодиоритовая (6 – габбровый ксенолит, 7 – кварцевый диорит, 8 – гранодиорит, 9 – гранит); 10, 11 – адамеллит-гранитная (10 – адамеллит, 11 – гранит); 4–11 – средние составы; в скобках указано количество анализов.

в продуктах их частичного плавления – тоналитах и гранодиоритах – сходна (рис. 4.16, *а*, *в*) и отвечает надсубдукционной природе пород.

Геологические данные о возможном субстрате тоналит-гранодиоритовой серии отсутствуют. Представление о его составе может дать изучение меланократовых включений в породах этой серии (см. табл. 4.8) и конфигурации геохимических трендов. Исследование показывает, что протолит тоналитов и гранодиоритов по химическому и минеральному составу был близок тем породам габбро-диоритовой серии, которые отличаются повышенным содержанием калия (наличием микроклина), повышенной магнезиальностью и соответственно более высоким содержанием таких элементов, как никель (см. рис. 4.15), хром (см. табл. 4.8). Можно полагать, что большая часть пород протолита тоналит-гранодиоритовой серии слагает более глубокие горизонты габбро-диоритового массива, чем те породы, которые дали начало тоналит-трондьемитовой серии. Подобное предположение согласуется с наблюдаемой в массиве латеральной изменчивостью состава тоналитов и гранодиоритов, которые с запада на восток в направлении падения палеозоны субдукции обогащаются большинством литофильных редких элементов (Орогенный…, 1994).

Обращает на себя внимание однотипная минералогия рестита, протолита и продукта кристаллизации анатектического расплава – тоналита или гранодиорита. Все породы этого ряда состоят из биотита, роговой обманки, плагиоклаза $An_{45–20}$, разного количества калишпата, эпидота, сфена, апатита. Их дополняют

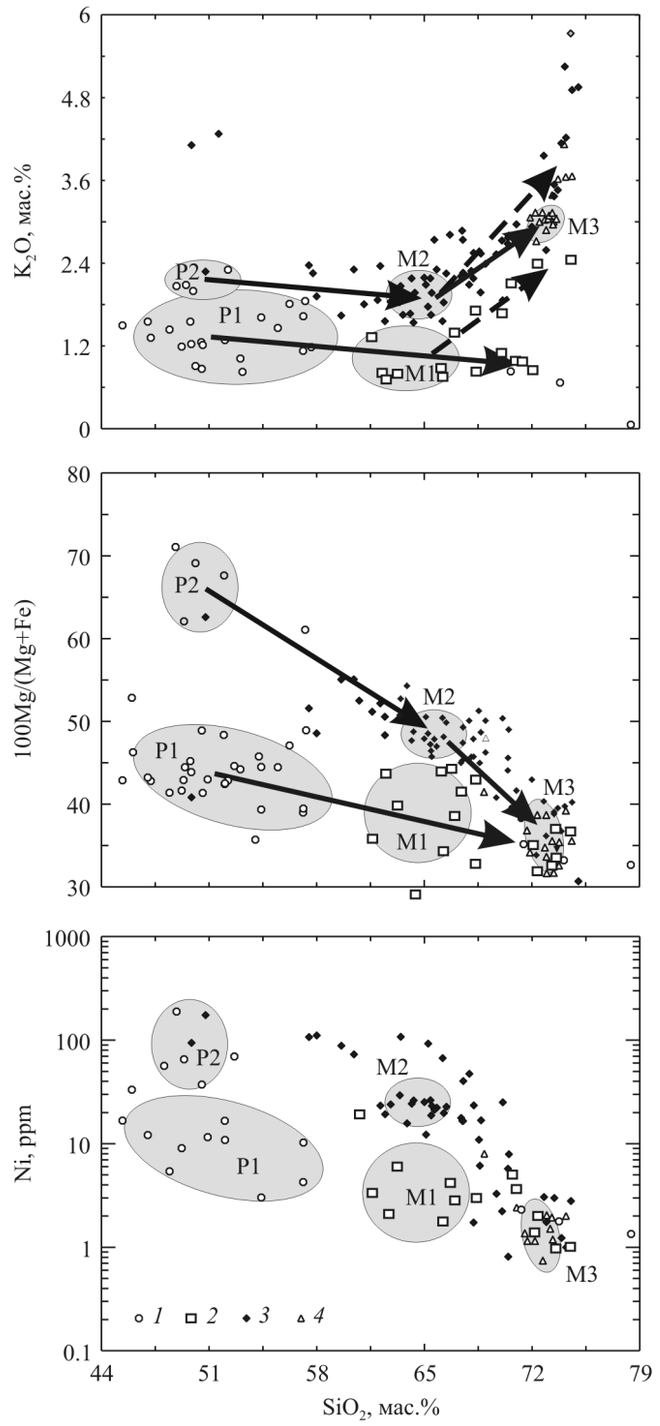


Рис. 4.15. Диаграммы K_2O–SiO_2, 100Mg/(Mg+Fe)–SiO_2, Ni–SiO_2 для пород Верхисетского массива.
Серии пород: 1 – габбро-диоритовая; 2 – тоналит-трондьемитовая; 3 – тоналит-гранодиоритовая; 4 – адамеллит-гранитная. Овалами обозначены поля составов протолитов (P1, P2) и анатектического расплава (M1, M2) соответственно тоналит-трондьемитовой и тоналит-гранодиоритовой серий, а также состав исходного расплава (M3) адамеллит-гранитной серии. Сплошные стрелки обозначают тренды частичного плавления, штриховые – тренды дифференциации

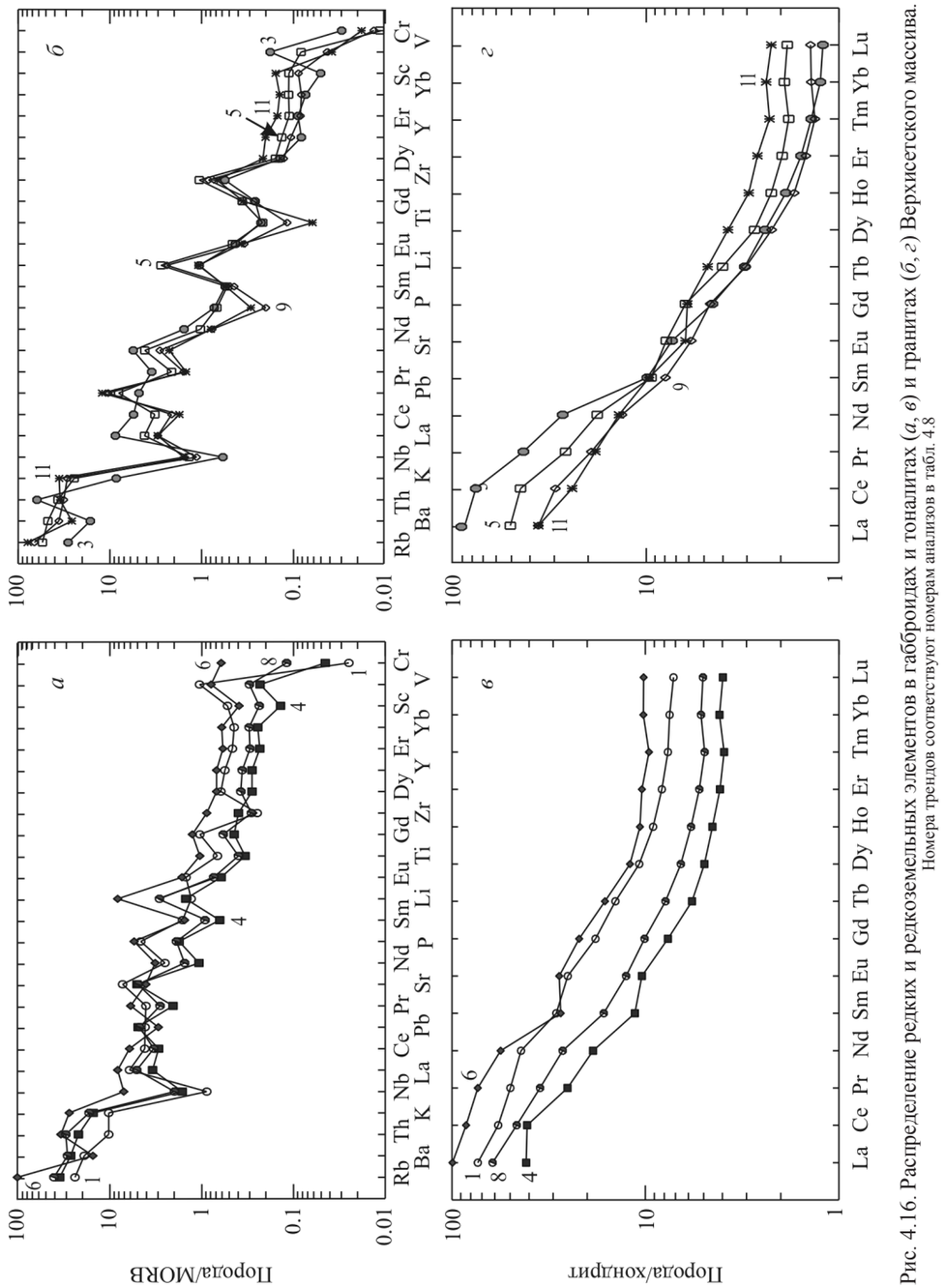


Рис. 4.16. Распределение редких и редкоземельных элементов в габброидах и тоналитах (*а*, *в*) и гранитах (*б*, *г*) Верхисетского массива.
Номера трендов соответствуют номерам анализов в табл. 4.8

ортит, магнетит, циркон, в некоторых габброидах – клино- и ортопироксен, а в гранитах и пегматитах – мусковит. Биотит-амфиболовый состав рестита свидетельствует о том, что плавление происходит в области устойчивости этих минералов и источником воды являются не реакции их дегидратации, а привнос воды в область анатексиса, возможно, из зоны субдукции, что согласуется с надсубдукционной природой батолита. Геохимически это положение подтверждается калифобным трендом эволюции анатектических пород, когда при отсутствии калишпата калий концентрируется в биотите и обогащает в связи с этим рестит. Дополнительный аргумент – отсутствие Eu-аномалии в породах массива (см. рис. 4.16), тогда как продукты дегидратационного плавления обычно характеризуются отрицательной аномалией Eu (Tepper et al., 1993). В зависимости от состава субстрата (габбро или диорит) степень плавления при генерации гранодиоритового расплава колеблется от 20 до 40%.

Породы адамеллит-гранитной серии образовались примерно на 40 млн лет позднее тоналитов и гранодиоритов (Bea et al., 1997) и уже по одному этому признаку не могут рассматриваться в качестве дифференциатов последних. По ряду геохимических параметров (низкое содержание Cr, Co, V, Sc, Y, Nb, Ta, Mo, U, повышенное – Ba, Zr) они отличаются от гранитных дифференциатов гранодиоритового расплава (см. табл. 4.8), которые входят в единые серии с гранодиоритами, локализованы в виде жил и небольших интрузивных залежей среди гранодиоритов, образуют с ними единые Rb–Sr-изохроны. Однако такие особенности трендов редких элементов, как положительные аномалии Pb, Li, **Zr и отрицательные Nb, P, Ti характерны и для гранитных дифференциатов** тоналитов и гранодиоритов, и для продуков их анатексиса – гранитов адамеллит-гранитной серии. Лишь плагиогранитные продукты прямого частичного плавления пород габбро-диоритовой серии (ан. 3 в табл. 4.8 и на рис. 4.16, *б*, *г*) несколько отличаются пониженным содержанием Rb, Ba и повышенным – легких лантаноидов.

По тектонической позиции, вещественному составу и особенностям развития Верхисетский батолит сходен с гигантскими мезокайнозойскими батолитами запада Северной и Южной Америки. Естественным будет предположить и сходство состава субстрата, механизма и условий магмогенерации. В последних работах по южноамериканским батолитам их образование связывается с наращиванием мощности коры окраинно-континентальной надсубдукционной зоны в результате базитовых интрузий в основание коры, которые рассматриваются как источник тепла и существенная часть протолита батолитообразующей гранодиоритовой и гранитной по составу магмы (Atherton, Sanderson, 1985; Petford, Atherton, 1996). При этом различия в возрасте и составе, например, Перуанского верхнемелового Берегового батолита и расположенного в 50 км восточнее кайнозойского батолита Кордильера Бланка объясняются формированием их на разной по мощности коре: около 30 км в зоне развития Берегового батолита и более 50 км (результат андерплейтинга) под батолитом Кордильера Бланка. Отметим, что эти различия примерно такие же, как между габбро-диоритовой и существенно гранодиоритовыми сериями Верхисетского батолита, с одной стороны, и его адамеллит-гранитной серией, с другой.

Верхисетский массив располагается в области наибольшей мощности современной земной коры Урала, составляющей 50–55 км (Дружинин и др., 1989). Сходство состава его адамеллит-гранитной серии с батолитом

Таблица 4.9

Содержание петрогенных (мас.%) элементов, Rb и Sr (г/т) в гранитоидах Каменского массива, в которых определен Rb–Sr-возраст

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	(300)	(311)	(319)	(316)	(312)	(330)	(309)	(429)	(302)
SiO_2	67.66	62.56	66.22	69.10	69.38	72.08	74.68	68.77	74.87
TiO_2	0.44	0.74	0.49	0.33	0.29	0.34	0.19	0.411	0.14
Al_2O_3	14.39	16.55	16.69	16.42	16.52	13.76	14.02	15.19	14.06
Fe_2O_3	1.49	2.22	1.80	1.08	1.22	1.08	0.04	3.05	0.32
FeO	3.48	2.87	1.44	1.44	1.25	1.08	1.44	0.35	0.72
MnO	0.06	0.08	0.05	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04	0.02
MgO	1.52	2.53	1.52	1.26	1.14	1.03	0.70	1.77	0.70
CaO	2.85	3.50	2.59	2.60	2.08	2.05	1.11	3.01	0.90
Na_2O	5.45	6.16	5.68	5.68	5.03	4.93	4.26	4.91	4.50
K_2O	1.53	2.21	2.93	2.15	3.03	3.19	4.05	1.95	4.24
P_2O_5	0.12	0.21	0.20	0.06	0.07	0.11	0.03	0.15	0
Сумма	98.99	99.63	99.61	100.15	100.05	99.69	100.54	99.6	100.47
Rb	77	28	45	49	61	58	52	42	202
Sr	364	695	466	483	400	448	203	547	245

Примечание. 1 – слабо деформированный гранодиорит; 2–7 – гранитоиды из зоны мигматизации, вскрытой траншеей под 4-й энергоблок Белоярской АЭС; 8 – гранит в 1 км восточнее 4-го энергоблока; в скобках указан номер пробы. Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

Кордильера Бланка позволяет предположить, что кора такой мощности была сформирована примерно ко времени образования адамеллит-гранитной серии (280 млн лет тому назад) вследствие базитовых интрузий в основание коры, наращивавших ее мощность снизу (Bea et al., 1997).

Каменский массив, расположенный в 50 км восточнее Верхисетского, в палеоконтинентальной зоне северо-западного мегаблока, сложен тоналитами, гранодиоритами и гранитами, претерпевшими местами интенсивную мигматизацию. Зоны частичного плавления представлены полосчатыми и пятнистыми мигматитами, близкими по валовому составу к тоналиту, в которых лейкосома – это гранит или адамеллит, обычно бедный калием, а меланосома – породы, богатые роговой обманкой и биотитом. Подробное описание мигматитов см. в главе 8, там же приведена и схема геологического строения массива. Здесь мы остановимся на возрасте пород, который был определен U–Pb-методом по циркону и Rb–Sr-методом по породе в целом.

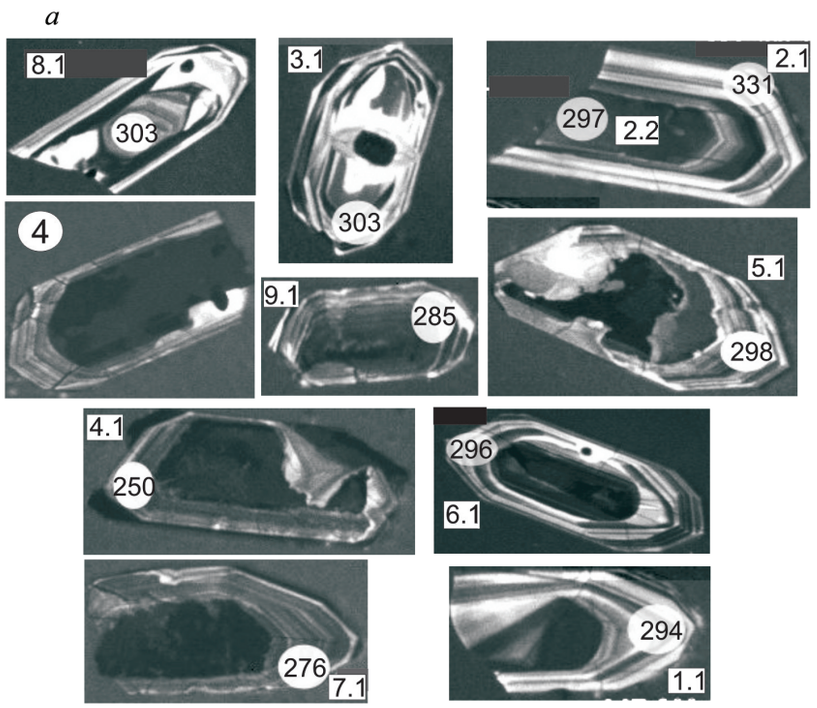
Циркон для определения возраста был выделен из слабо мигматизированного биотит-роговообманкового гранодиорита 300 (в 1 км восточнее строящегося 4-го энергоблока Белоярской АЭС) и близкого по составу мигматита 429 (водовод к 4-му энергоблоку), анализ которых приведен в табл. 4.9. Проба циркона из гранодиорита 300 была проанализирована в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (аналитики А.Н. Ларионов, Н.В. Родионов и Н.Г. Бережная), из мигматита 429 – в лаборатории **IBERSIMS Университета г. Гранада** (Испания) профессорами Ф. Беа и П. Монтеро (табл. 4.10).

Таблица 4.10

Изотопные параметры циркона из пород Каменского массива

Номер зерна	U	Th	$^{206}Pb^*$	Возраст, млн лет				$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±, %	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±, %	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±, %
	ppm			$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{206}Pb$							
Гранодиорит мз300 (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ)													
1.1	501	202	20.2	294.2	±2.8	267	±210	0.0516	0.0045	0.332	0.0031	0.04669	0.0005
2.1	684	161	31.4	331	±3.7	431	±240	0.0555	0.006	0.403	0.0044	0.05269	0.0006
2.2	820	166	33.3	296.6	±2.2	274	± 96	0.0518	0.0022	0.336	0.0014	0.04708	0.0003
3.1	534	260	22.2	302.8	±2.9	173	±220	0.0495	0.0046	0.329	0.003	0.0481	0.0005
4.1	1563	567	54	250.3	±1.6	-36	±160	0.0454	0.0029	0.248	0.0019	0.03959	0.0002
5.1	1036	413	42.3	297.9	±2	298	±110	0.0523	0.0022	0.341	0.017	0.04729	0.0003
6.1	370	131	15.1	295.9	±3.2	215	±220	0.0504	0.0046	0.327	0.029	0.04697	0.0005
7.1	1218	618	47	275.7	±2.3	211	±240	0.0503	0.005	0.303	0.03	0.04369	0.0004
8.1	411	139	17.4	302.7	±5	-546	±840	0.037	0.0011	0.246	0.081	0.04807	0.0009
9.1	1082	382	44.1	285.8	±2.5	113	±310	0.0483	0.0063	0.302	0.039	0.04533	0.0006
Мигматит мз429 (SHRIMP-II, Университет г. Гранада, Испания)													
1.1	763.5	165.7	31.8	303.4	±1.4	297.1	±5.4	0.0523	0.0001	0.3473	0.0023	0.0482	0.0002
10.1	801.0	178.3	34.8	315.9	±4.2	248.5	±8.0	0.0512	0.0002	0.3544	0.0052	0.0502	0.0007
12.1	409.7	75.3	18.1	321.5	±3.1	314.9	±32.8	0.0527	0.0008	0.3714	0.0067	0.0511	0.0005
13.1	594.0	184.5	24.9	304.9	±2.6	261.9	±31.6	0.0515	0.0007	0.3437	0.0057	0.0484	0.0004
14.1	404.2	305.6	16.6	298.3	±2.7	305.7	±20.4	0.0525	0.0005	0.3426	0.0046	0.0474	0.0004
15.1	1121.5	573.7	46.3	300.1	±3.2	233.1	±18.8	0.0508	0.0004	0.3340	0.0047	0.0477	0.0005
16.1	703.6	150.5	28.6	295.9	±2.4	214.7	±37.8	0.0504	0.0008	0.3265	0.0061	0.0470	0.0004
18.1	945.2	318.4	38.8	298.5	±1.1	230.3	±13.8	0.0508	0.0003	0.3318	0.0026	0.0474	0.0002
19.1	1271.0	393.0	51.1	292.8	±2.1	377.7	±27.4	0.0542	0.0007	0.3470	0.0051	0.0465	0.0003
20.1	393.8	174.6	16.2	298.9	±5.2	246.3	±32.0	0.0511	0.0007	0.3345	0.0076	0.0475	0.0008
4.1	804.3	704.0	34.2	308.8	±0.9	240.3	±33.2	0.0510	0.0007	0.3450	0.0053	0.0491	0.0002
7.1	257.8	75.1	10.7	303.1	±3.6	359.7	±58.6	0.0537	0.0014	0.3566	0.0105	0.0481	0.0006
8.1	655.1	385.7	27.4	303.9	±1.6	243.3	±34.6	0.0511	0.0008	0.3398	0.0056	0.0483	0.0003
9.1	1490.3	1009.2	61.5	300.2	±1.0	274.1	±15.0	0.0517	0.0003	0.3401	0.0028	0.0477	0.0002

Примечание. $^{206}Pb^*$ – радиогенный свинец. Возраст и изотопные отношения, измеренные в Университете г. Гранада, приведены без коррекции на нерадиогенный свинец.



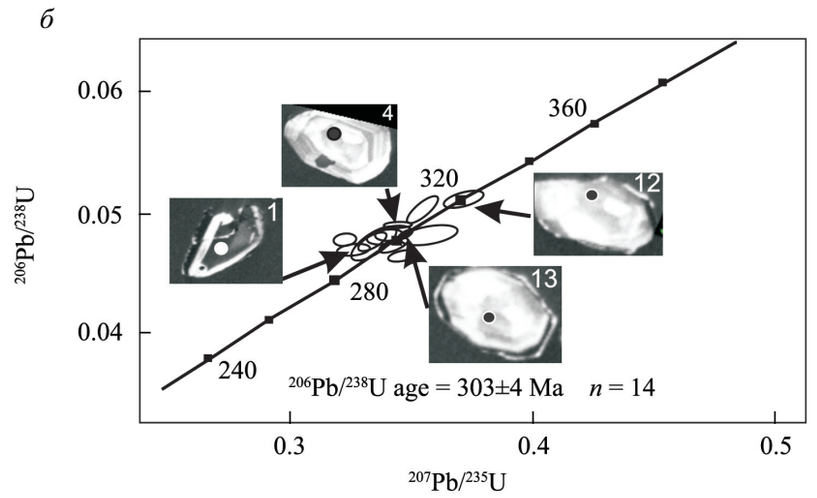


Рис. 4.17. Катодолюминесцентные изображения зерен циркона и диаграммы $^{206}Pb/^{238}U$ – $^{207}Pb/^{235}U$ с конкордией для зерен циркона из гранодиорита мз300 (*а*) и мигматита мз429 (*б*) Каменского массива.

Кружками на диаграмме *а* обозначено положение кратера, диаметр которого составляет примерно 30 мкм; цифры внутри кружка – возраст, млн лет. Номера зерен те же, что в табл. 4.10. Пояснения см. в тексте

Цирконы из гранодиорита 300 представлены призматическими зональными зернами типично магматического облика и образуют полихронную популяцию, сформированную в три этапа возрастом 330, 298 и 250 млн лет (рис. 4.17, *а*). В мигматите 429 цирконы более однородны по возрасту и представляют, по-видимому, главный этап мигматизации возрастом 303 млн лет (рис. 4.17, *б*). С учетом возможной ошибки определения возраста 298 млн лет в гранодиорите 300 и 303 млн лет в мигматите 429, по-видимому, фиксируют близкие события. Цирконы мигматита отличаются плохо выраженной зональностью и следами коррозии. Обращают на себя внимание широкие колебания содержания урана и тория в одновозрастных зернах циркона.

Образцы для Rb–Sr-анализа (см. табл. 4.9, 4.11) отобраны из зоны мигматизации, вскрытой в выемках под 4-й энергоблок Белоярской атомной станции. Исключение составляет гранит 302, взятый вблизи гранодиорита 300 и близкий по петрографическим особенностям и химическому составу гранитам главной фазы Адуйского массива. Изохронный Rb–Sr-возраст всех семи проанализированных проб составляет 263±14 млн лет при первичном $^{87}Sr/^{86}Sr$ = = 0.70462±0.00019 (рис. 4.18), что соответствует примерно изотопному возрасту гранитов Адуйского массива (Ферштатер и др., 2003; Попов и др., 2003), рассмотренному в главе 6. Однако, если более строго подойти к отбору точек и ограничиться зоной мигматизации, то изохронный Rb–Sr-возраст (без точки 302) составит 309±36 млн лет при первичном $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70433±0.00023. Этот возраст, по-видимому, представляет собой результат смешения первичных и вновь приобретенных во время мигматизации изотопных характеристик. Длительность мигматизации составляет, как минимум, 10 млн лет. За это время была сформирована главная масса гранитного расплава, образовавшего восточную часть Адуйского массива, граниты которого содержат сложную по-

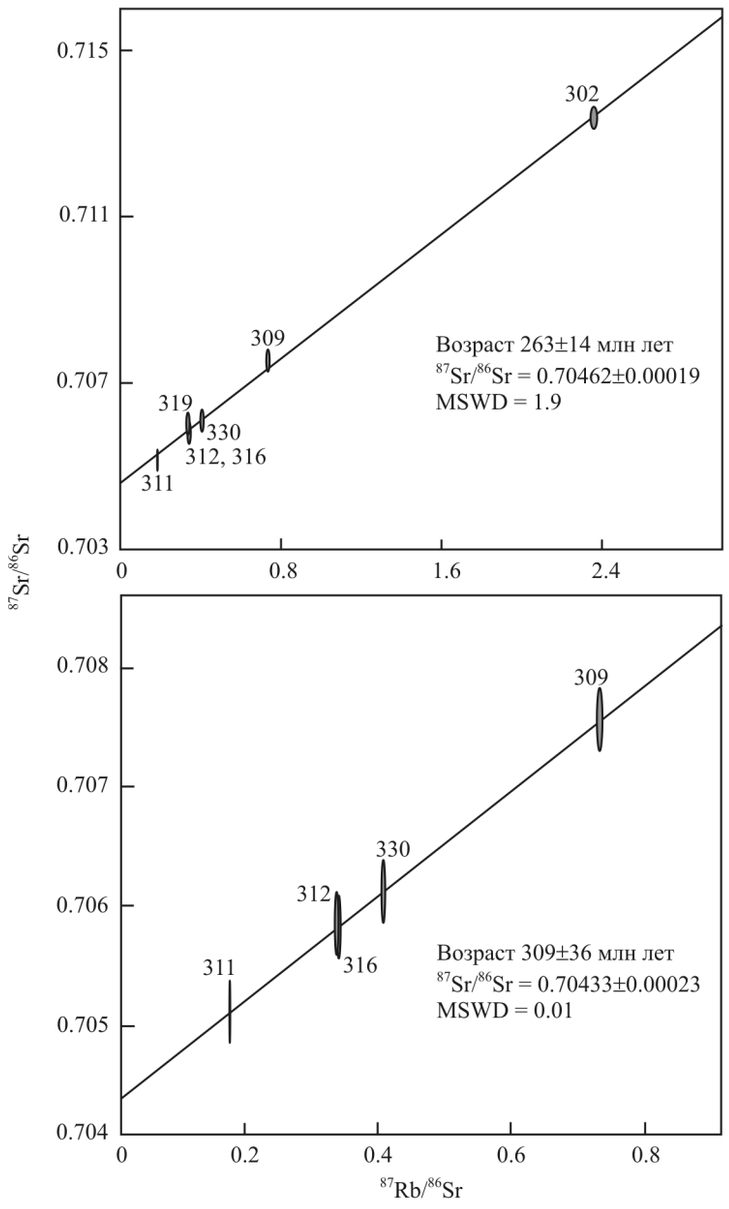


Рис. 4.18. **Rb–Sr-изохроны для пород Каменского массива.**
Анализы проб выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ под руководством С.А. Сергеева методом изотопного разбавления и приведены в табл. 4.9, результаты изотопных исследований – в табл. 4.11. Пояснения см. в тексте

Таблица 4.11

Содержание Rb и Sr и изотопные характеристики гранитоидов Каменского массива

Номер образца	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
302	185.8	227.6	2.3596	0.713402±9
309	57.39	225.6	0.7350	0.707569±8
311	49.83	790.9	0.1820	0.705141±5
312	55.10	464.2	0.3430	0.705825±6
316	59.41	501.4	0.3423	0.705833±7
319	59.03	503.7	0.3386	0.706048±8
330	58.10	409.3	0.4102	0.706134±9

лихронную популяцию цирконов возрастом около 290 млн лет (Краснобаев и др., 2006б).

Таким образом, полученный цирконовый и Rb–Sr-возраст (по породе в целом) пород Каменского массива составляет 298–309 млн лет и отражает процесс мигматизации (частичного плавления), продукты которого зафиксированы как в самом Каменском массиве (в виде большей части гранитов), так и в крупном Адуйском гранитном массиве (см. главы 6 и 8).

ВЫВОДЫ

Формирование крупных ГТГГ-массивов от начала и до конца сопровождается мантийным по своему источнику водным базитовым магматизмом. Продукты этого магматизма представлены роговообманковыми и биотит-роговообманковыми габбро и диоритами, а на поздних стадиях и спессартитами. Названные породы служили субстратом, источником флюидов и тепловой энергии для образования преобладающих в массивах на современном эрозионном срезе тоналитов и гранодиоритов. Документально зафиксированная длительность базитового магматизма достигает 100 млн лет. Например, в районе Верхисетского массива этот магматизм начинается габброидами раннедевонской петрокаменской серии (370–380 млн лет), образование которых связано с завершающими стадиями островодужного магматизма Тагильской вулканогенной зоны, а заканчивается внедрением базитовых даек, секущих граниты возрастом 300–290 млн лет во время главного этапа коллизии.

Характерные особенности состава габброидов, ассоциированных с анатектическими гранитоидами: обычное присутствие амфибола, часто биотита, бедный анортитом плагиоклаз $An_{20–45}$, наличие первичного эпидота, повышенное содержание таких акцессорных минералов, как апатит, сфен. Они богаты стронцием, а также заметно обогащены по сравнению с производными гранитоидами теми РЭ, которые концентрируются в названных акцессориях, в том числе РЗЭ. Роговообманковые габбро обладают рядом вещественных и структурных особенностей, сближающих их с метаморфическими породами: 1) аллотриоморфно-зернистая структура мелкозернистого роговообманково-плагиоклазового агрегата, цементирующего более крупные зерна этих минера-



Рис. 4.19. Фото тонкой апофизы дайки роговообманкового габбро в гранодиорите. Верхисетский массив, 35-й км дороги Екатеринбург – Нижний Тагил

лов, обычна гнейсовидная и мигматитовая текстура; 2) кислый состав плагиоклаза в габброидах, свойственный, скорее, амфиболитам, чем магматическим породам; 3) обычное присутствие эпидота, типичного минерала амфиболитов; 4) уравновешенность минерального парагенезиса габбрового протолита и гранитоидного мобилизата. Основные критерии определения природы пород в этом случае геологические. Роговообманковые габброиды обладают такими ясными признаками магматических пород, как интрузивное залегание, контактовое воздействие, фракционная кристаллизация и др. Одним из геологических критериев высокого содержания воды служит наличие тонких апофиз, часто сопровождающих дайки роговообманковых габбро (рис. 4.19) Наличие таких апофиз – ясное свидетельство низкой вязкости расплава, связанное с высоким содержанием воды. Продукты кристаллизации сухих (маловодных) базитовых расплавов структурно и минералогически резко отличны от водных габброидов. Они представлены пироксеновыми (±оливин) долеритами или габбро с офитовой структурой.

Отмеченные особенности состава свидетельствуют о том, что роговообманковые габброиды являются производными аномальной метасоматизированной мантии и существенно водного богатого стронцием флюида, источником которого, возможно, была расположенная ниже области магмогенерации субдукционная зона.

Базиты, наращивая снизу кору по механизму андерплейтинга, обусловили ее повышенную мощность в шовном мегаблоке и области развития тоналит-гранодиоритовых массивов на континентальной окраине и прогибание границы Мохо под Уралом («корни гор»), зафиксированное сейсмическими исследованиями. Можно полагать, что кора такой мощности была сформирована ко времени образования гранитной серии (280 млн лет назад), как, например, в Верхисетском массиве, который располагается в области наибольшей мощности современной земной коры Урала, составляющей 50–55 км (Дружинин и др., 1989).

Большая часть гранитоидов, отвечающих по составу тоналитам и гранодиоритам, представлена продуктами частичного плавления (анатексиса) базитов. Такой состав первичного анатектического расплава обусловлен базитовым субстратом. Гранодиорит или тоналит, в отличие от гранита, не отвечают минимальному по температуре расплаву, и устойчивость их состава в разных массивах в отношении SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO и CaO (Орогенный…, 1994) объясняется тем, что они образуются примерно при степени плавления базита 30–40%, при которой становится возможным полное отделение расплава от протолита.

Дифференциация такого анатектического расплава порождает обособление небольшого количества гранитов, которые образуют жилы и малые интрузивные тела среди гранодиоритов и имеют примерно одинаковый с ними возраст.

Переплавление тоналитов или гранодиоритов привело к образованию вторичного адамеллитового или гранитного расплава. Поэтому батолиты характеризуются сонахождением больших масс тоналитов и гранодиоритов с гранитами, которые по возрасту оторваны от более основных гранитоидов на 10–40 млн лет. В северо-западном мегаблоке переплавление тоналитов и гранодиоритов продолжалось вплоть до позднего карбона и даже ранней перми, о чем свидетельствует возраст мигматитов Каменского массива и крупных гранитных тел Верхисетского массива. Такой многократный анатексис, который сопровождается кристаллизационной дифференциацией образующихся расплавов, – характерная особенность ГТГГ-комплексов.

В полном виде процесс становления массивов, обобщенная схема которых показана на рис. 4.20, включает следующие этапы: 1) внедрение водной базитовой магмы; 2) её частичная кристаллизация, обогащение водой; 3) самопроизвольное частичное плавление с образованием тоналит-гранодиоритового расплава (автомигматизация) и дальнейшая эволюция этого расплава до гранита в результате

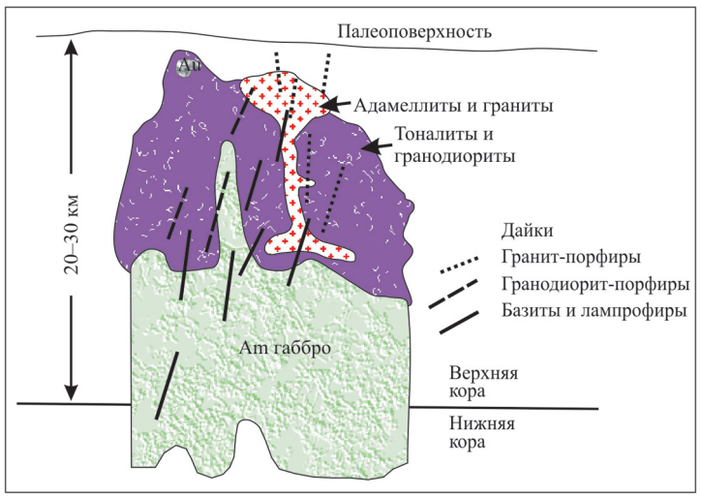


Рис. 4.20. Модель строения ГТГГ-массива. Пояснения см. в тексте

кристаллизационной дифференциации; формирование той части массива, которая сложена гранитоидами повышенной основности; 4) многоэтапная мигматизация тоналитов и гранодиоритов с образованием гранитного расплава; формирование гранитной части массивов; 5) главный этап гидротермальной деятельности (Ферштатер и др., 2010). Многоступенчатый анатексис в этой последовательности событий является главным петрогенетическим процессом.

Такой сложной магматической колонне свойственна большая вертикальная протяженность. Расстояние от корневых зон частичного плавления роговообманковых базитов (P_{H_2O} = 0.7–0.8$P_{общ}$ = 6–8 кбар) до верхних, сохранившихся от эрозии, частей массивов (P_{H_2O} = $P_{общ}$ = 4–2 кбар) составляет до 20–25 км. В пределах этой магматической колонны базиты концентрируются преимущественно в нижней, а граниты – в верхней части. Тоналиты и гранодиориты слагают промежуточную зону (см. рис. 4.20).

Глава 5. МОНЦОДИОРИТ-ГРАНИТНЫЕ МАССИВЫ

Рассматриваемые массивы приурочены к континентальным дуговым линеаментам, которые рассекают все современные структуры Урала, в том числе границу северо-западного и юго-восточного мегаблоков (Ферштатер, 2001). Природа подобных дуг не ясна. Они прослеживаются вплоть до мантийного уровня (Steer et al., 1998) и, возможно, представляют собой структуры постколлизионного растяжения. В то же время сравнительно небольшие радиусы дуг, от 25 до 100 км, свидетельствуют об относительно пологом залегании структур.

Дуговые структуры и приуроченные к ним массивы Южного Урала, где они изучены более детально, принадлежат двум возрастным группам: раннекаменноугольной (335–325 млн лет) и пермской (283–285 млн лет). Положение дуг и массивов в общей структуре схематически показано на рис. 6.1.

Массивы, образующие *раннекаменноугольные* континентальные дуги, сложены габбро-тоналит-гранодиорит-гранитной серией и принадлежат ГТГГ-формации, описанной в главе 4. Приуроченность к дуговым структурам определяет некоторые вещественные особенности пород, в частности, их повышенную щелочность. Типичный представитель – Сыростанский массив, описанный в главе 8. Массив образует изометричное в плане тело преимущественно гранодиоритового состава. В южной части массива вскрыта его корневая зона, сложенная мигматитизированными габброидами и прозводными от них анатектическими гранодиоритами, которая сформировалась на глубине более 20 км ($P_{общ}$ = P_{H_2O} = 7 кбар). Центральная и северная части массива сложены гранодиоритами и гранитами, минеральные равновесия которых отвечают давлению 4–3 кбар (глубина около 10 км). Расположенный севернее Тургоякский массив был сформирован на глубине 5–6 км (Ферштатер и др., 2000). Столь значительный эрозионный срез, характерный для большинства массивов, расположенных в зоне ГУР или примыкающих к ней, обусловлен мощными тектоническими движениями, сопровождавшими интрузию. В интервале 335 млн лет (возраст деформированных габбро и гранитоидов Сыростанского массива

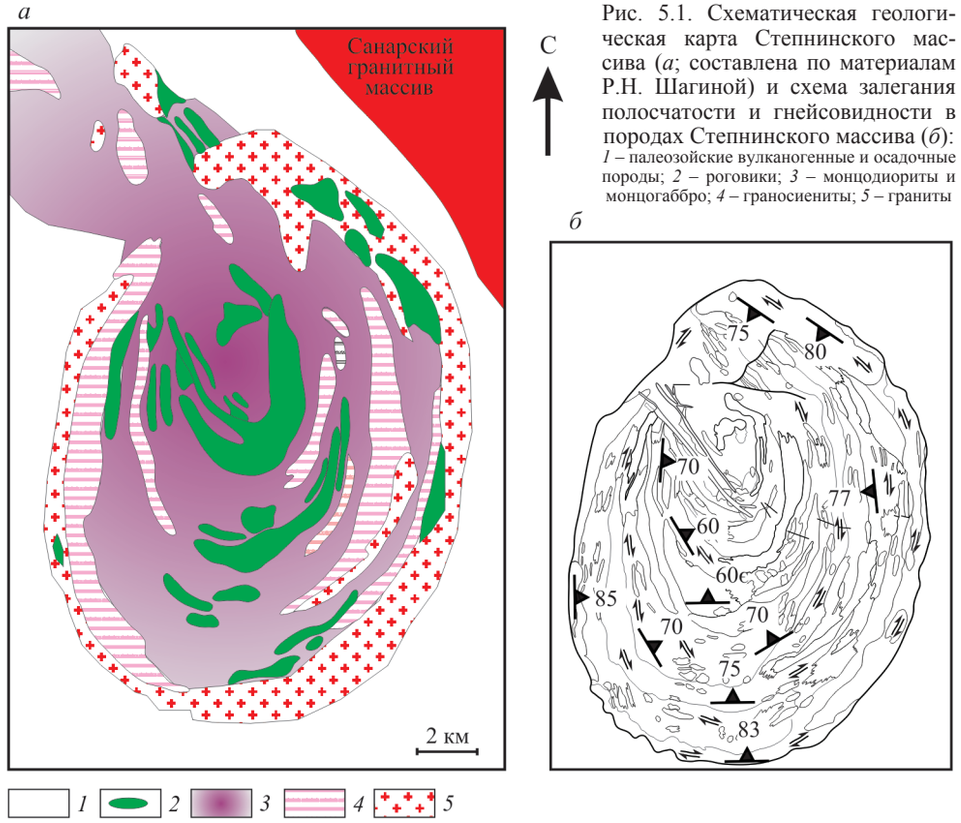


Рис. 5.1. Схематическая геологическая карта Степнинского массива (*а*; составлена по материалам Р.Н. Шагиной) и схема залегания полосчатости и гнейсовидности в породах Степнинского массива (*б*):
1 – палеозойские вулканогенные и осадочные породы; *2* – роговики; *3* – монцодиориты и монцогаббро; *4* – граносиениты; *5* – граниты

(Montero et al., 2000)) – 325 млн лет (возраст недеформированных гранитов) эти движения затухают. Следует обратить внимание на низкое значение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr_{init}$, равное 0.7031–0.7038, для габбро и гранитоидов Сыростанского массива (там же), свидетельствующее о минимальном участии древней континентальной коры в источнике магматитов.

Массивы *пермского* возраста имеют монцодиорит-гранитный состав и образуют наиболее крупные и хорошо проявленные дуги (Пучков и др., 1986). Их формирование связано с растяжением после завершения коллизии в юго-восточном мегаблоке. Петротипом и наиболее хорошо изученным массивом комплекса является Степнинский (рис. 5.1). Массив залегает в линейной синклинорной структуре, расположенной на границе окраинно-континентальной и континентальной зон юго-восточного мегаблока среди раннекаменноугольных (?) осадочных (мраморы, известковистые глинистые и углистые сланцы, алевролиты, песчаники) и вулканогенных (базальты, андезибазальты, риолиты, туфы) пород. В контактовой зоне вмещающие породы ороговикованы и скарнированы.

Массив имеет концентрически-зональное строение. В нем четко обособляются две структуры: ядро, сложенное породами повышенной основности, и внешняя кольцевая граносиенит-гранитная интрузия. Ядро массива имеет

зональное строение. В центральной части залегают деформированные монцогаббро (Cpx + Hbl + Bt + $An_{40–20}$ + Or) и кварцевые монцодиориты (Hbl + Bt + + $An_{35–20}$ + Or + Q), часто имеющие гнейсовидную текстуру. Породы окружены полосой интрузивных брекчий. Последние содержат многочисленные обломки ороговикованных осадочных пород и вулканитов, сцементированных монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами (табл. 5.1). Следующая от центра ядра зона сложена дугообразным телом кварцевых монцодиоритов и монцогранодиоритов, которые под углом 35–45° погружаются под монцогаббро и монцодиориты центральной части ядра. Особенность пород этой зоны – их структурная и вещественная неоднородность. Эта неоднородность ярко проявлена по периферии ядра, где развиты мигматитоподобные породы, в разной степени деформированные. По сути это область автомигматизации, подобная описанной в главе 8. Вследствие накопления воды в процессе кристаллизации водных базитовых магм присходят понижение температуры солидуса и частичное расплавление ранее выделившихся минералов – плагиоклаза, калишпата, кварца – с образованием лейкократовых гранитоидных мобилизатов. Вновь образованный расплав обособляется в динамичной обстановке, чем обусловлены птигматитовая складчатость лейкосомы, будинаж и полосчатая текстура (рис. 5.2).

Внешняя часть массива сложена кольцевой граносиенит-гранитной интрузией, которая имеет ясные интрузивные инъекционные контакты с породами ядра. Внутренняя часть интрузии – это порфировидные Hbl–Bt-граносиениты (табл. 5.2, ан. 11), местами имеющие гнейсовидную текстуру, а внешняя – не-

Таблица 5.1

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в типичных породах Степнинского массива

Компонент	42	40	4	29	5	17	11	10	23	39
SiO_2	49.18	54.09	56.93	61.51	62.04	67.2	72.35	74.28	76.3	50.73
TiO_2	1.67	1.49	1.09	1.11	0.91	0.63	0.37	0.2	0.16	1.18
Al_2O_3	16.05	17.61	17.99	16.87	16.76	15.72	14.25	14.58	12.91	17.52
FeO	8.74	7.9	6.78	5.84	5.19	3.53	2.17	1.18	0.94	8.6
MnO	0.14	0.13	0.11	0.08	0.08	0.05	0.05	0.03	0.03	0.16
MgO	5.96	4.52	3.19	1.98	2.17	1.43	0.57	0.22	0.18	6.59
CaO	8.09	5.89	5.81	4.01	4.16	2.71	1.56	1.12	0.57	10.31
Na_2O	4.07	3.76	3.75	3.43	3.66	3.14	3.35	2.93	3.07	2.69
K_2O	3.35	2.57	2.74	3.65	3.26	3.8	4.61	4.85	4.82	0.5
P_2O_5	1.45	0.94	0.6	0.7	0.47	0.3	0.13	0.05	0.05	0.17
П.п.п.	0.84	0.72	0.34	0.68	0.45	0.7	0.41	0.36	0.47	1.01
Li	21.0	24.0	36.5	21.7	36.0	31.0	20.5	43.2	13.4	19.0
Rb	74.0	100.0	79.9	100.1	92.2	118.5	122.9	264.7	249.5	23.9
Cs	2.0	2.0	1.3	1.6	1.8	4.1	1.3	8.9	2.0	0.6
Be	2.0	2.0	3.5	2.1	3.1	2.5	3.2	4.6	4.2	0.8

Окончание табл. 5.1

Компонент	42	40	4	29	5	17	11	10	23	39
Sr	1276	1572	1071	1224	984	592	467	151	121	438
Ba	1114	1470	1383	1833	1427	1013	869	578	212	131
Sc	18.0	14.0	14.5	8.3	10.3	7.9	3.6	3.2	2.1	31.2
V	180.0	162.0	134.8	115.6	101.6	71.8	32.9	12.9	9.9	167.0
Cr	65.0	56.0	85.1	19.1	67.1	46.4	16.5	4.7	4.8	343.2
Co	30.0	24.0	17.8	14.0	13.4	8.4	4.1	1.4	0.5	32.2
Ni	55.0	40.0	39.5	14.5	31.9	19.3	10.4	3.0	4.0	76.6
Cu	27.0	21.0	33.7	22.4	24.1	17.1	10.2	10.8	15.2	10.3
Zn	87.0	100.0	101.0	75.3	85.5	55.0	41.1	35.2	19.5	58.0
Ga	19.0	22.0	23.8	21.5	22.6	21.4	18.7	21.9	19.0	18.0
Y	21.0	17.0	21.5	22.4	18.4	9.9	10.4	11.6	3.2	24.0
Nb	24.0	25.0	30.7	35.7	31.4	13.1	25.5	17.4	22.9	4.1
Ta	1.0	0	2.1	2.3	2.3	0.9	1.8	2.0	1.5	0.3
Zr	50.0	104.0	291.5	274.8	294	188	184	141	149.9	110.6
Hf	2.00	2.00	6.31	5.47	6.66	4.88	4.31	4.20	4.43	2.44
Mo	1.00	1.00	1.07	1.34	0.84	0.25	0.41	0.00	7.10	0.16
Sn	1.00	1.00	2.17	4.66	1.71	1.56	2.02	6.12	27.39	2.74
Pb	13.00	14.00	17.21	20.86	20.53	17.06	26.81	38.39	31.91	4.14
U	3.00	2.00	5.33	3.03	3.24	4.37	4.84	4.91	6.82	0.34
Th	12.00	7.00	13.24	18.85	14.86	19.68	26.94	40.77	20.63	1.42
La	67.00	96.00	92.13	94.80	80.55	41.51	49.87	48.31	27.22	9.01
Ce	142.0	178.0	193.4	193.8	160.0	84.67	95.10	87.73	48.95	20.79
Pr	17.00	19.00	21.79	21.50	17.44	8.33	10.22	8.90	3.39	2.92
Nd	62.00	69.00	75.15	75.81	59.30	28.00	33.46	29.21	9.18	12.83
Sm	9.00	10.00	10.50	10.60	8.90	4.34	4.74	4.97	1.09	3.65
Eu	3.00	3.00	2.52	2.61	1.89	1.08	1.01	0.65	0.22	1.35
Gd	7.00	7.00	6.89	7.03	5.56	2.92	2.95	3.39	0.73	3.91
Tb	1.00	1.00	0.90	0.91	0.70	0.39	0.40	0.47	0.11	0.67
Dy	5.00	4.00	4.16	4.27	3.33	1.95	1.94	2.25	0.70	4.09
Ho	1.00	1.00	0.71	0.76	0.61	0.36	0.35	0.39	0.16	0.90
Er	2.00	2.00	1.81	1.90	1.52	0.90	0.89	1.00	0.44	2.29
Tm	0	0	0.27	0.28	0.22	0.13	0.13	0.14	0.07	0.36
Yb	2.00	1.00	1.63	1.66	1.35	0.84	0.85	0.89	0.42	2.21
Lu	0	0	0.22	0.24	0.19	0.12	0.13	0.12	0.07	0.33

Примечание. *Образцы*: 42 – монцогаббро; 40 – монцодиорит; 4, 29, 5 – кварцевый монцодиорит; 17 – монцогранодиорит; 11 – гранит порфировидный;10 – гранит среднезернистый; 23 – жильный лейкогранит; 39 – ксенолит роговообманкового габбро в кварцевом монцодиорите.

Таблица 5.2

Изотопные параметры пород Степнинского массива

Номер образца	SiO_2	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (T)	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	εSr	εNd	T_{Nd}
STB-23	76.3	247.6	129.7	5.524	0.727136	0.704863	0.944	8.929	0.0639	0.512329	9.73	–1.23	840
STB-20	74.87	200.2	219.4	2.64	0.715331	0.704698	1.903	17.6	0.0655	0.51236	7.44	–0.68	818
STB-10	74.28	275.9	160.4	4.978	0.724775	0.704709	4.154	28.4	0.0884	0.512378	7.54	–1.16	945
STB-11	72.35	113.5	420.8	0.781	0.707966	0.704824	3.785	31.12	0.0735	0.512377	9.26	–0.64	846
STB-17	67.2	130.3	562.3	0.671	0.707455	0.704756	4.003	30.48	0.0794	0.512363	8.29	–1.13	817
ST-43	64.34	95.1	766	0.359	0.706478	0.705032	4.7	31.5	0.0901	0.512419	12.3	–0.42	987
STB-5	62.04	94.38	976.3	0.28	0.706219	0.705093	7.212	56.34	0.0774	0.512387	13.09	–0.59	859
STB-29	61.01	102.0	1212	0.244	0.705854	0.704874	10.45	73.71	0.0857	0.512367	9.97	–1.28	938
STB-4	56.93	85.10	1064	0.231	0.70581	0.704879	9.938	79.01	0.076	0.512383	10.05	–0.62	855
ST-40	52.95	111	1694	0.19	0.705696	0.704933	10.64	74.9	0.0859	0.51237	10.9	–1.22	936
ST-42	51.06	73.9	1392	0.154	0.705638	0.70502	10.51	68.3	0.093	0.512388	12.1	–1.13	968
STB-39	50.73	16.29	423.2	0.111	0.705805	0.705357	3.601	12.86	0.1439	0.512865	16.83	5.42	683
STB-6	50.89	10.69	416.7	0.074	0.705497	0.705129	3.682	13.24	0.148	0.512857	14.58	5.30	691

Примечание. T = 283 млн лет; T_{Nd} – модельный возраст Nd для деплетированной мантии.

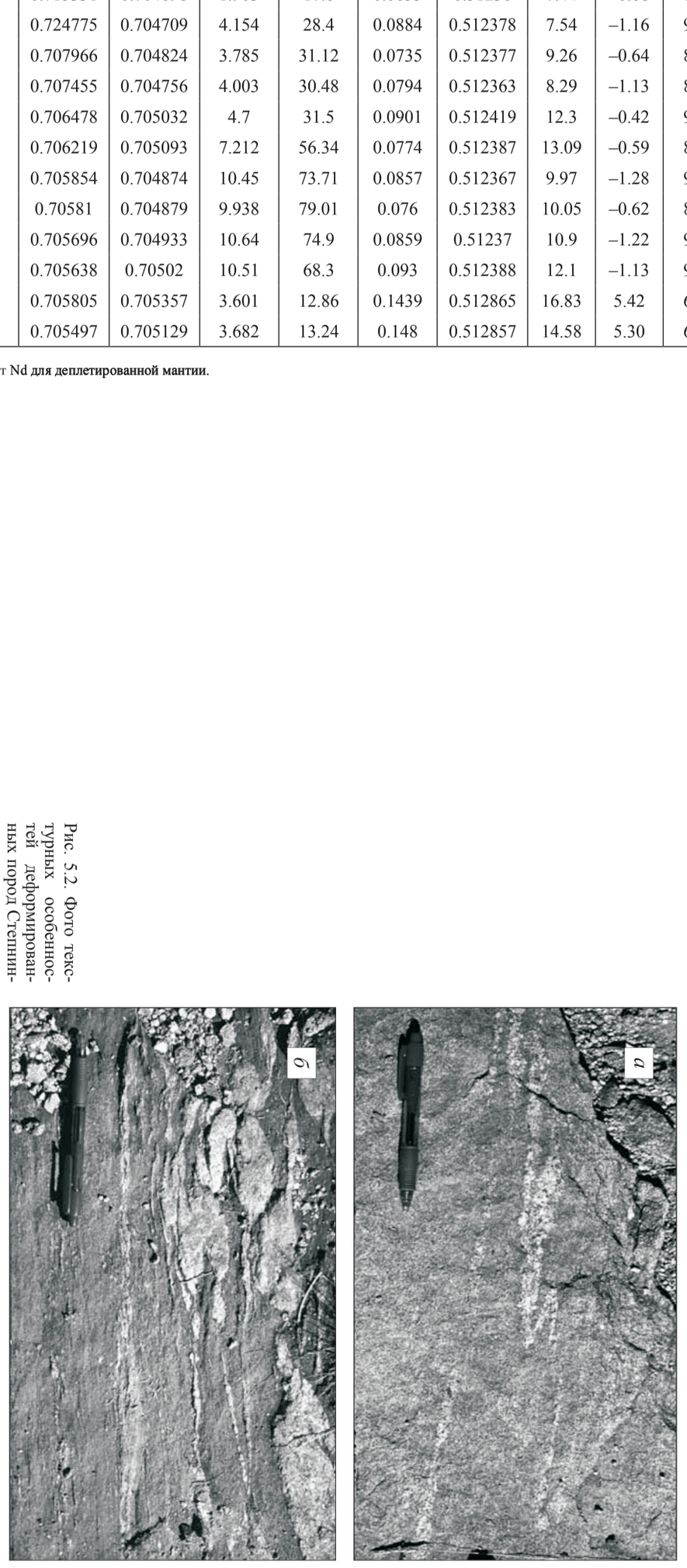


Рис. 5.2. Фото текстурных особенностей деформированных пород Степнинского массива:

а – монцодиорит с жилообразными гранитоидными сегрегациями, смятыми в складки; *б* – будинированные гранитные обособления в граноди-орите; *в* – перемежаемость монцодиоритовых и граносиенитовых слоев с будинированными обособлениями гранитного состава, представляющими собой, по-видимому, продукты кристаллизации остаточного расплава.

Эти текстурные особенности указывают на то, что деформации предшествовали полному затвердеванию расплава. В части пород с наиболее высокой долей расплава – гранитах – они не проявлены вообще

деформированные среднекрупнозернистые биотитовые граниты (ан. 10). Под углом 40–70° интрузия погружается под породы ядра, подчеркивая и завершая синформное строение массива (см. рис. 5.1, *б*).

Формирование массива завершается внедрением даек лейкогранитов, аплитовидных и пегматоидных гранитов, расположенных радиально или под острым углом к кольцевым структурам. По своей природе это производные остаточного расплава, конечного продукта дифференциации монцодиоритовой магмы.

Ядро массива фиксируется положительной гравиметровой и отрицательной магнитной аномалиями, тогда как гранитная интрузия выделяется отрицательной гравиметровой и положительной магнитной аномалиями. Высокое содержание магнетита в гранитах обусловлено их формированием в условиях магнетитовой феррофации (Ферштатер, 1987; Орогенный…, 1994).

Все магматические породы массива, как основные, так и кремнекислые, деформированные и недеформированные, имеют один и тот же возраст – около 283 млн лет, который установлен для циркона методом Кобера и на ионном микрозонде Cameca (NORDSIM) и Rb–Sr-методом по породе в целом (Bea et al., 2005; рис. 5.3). Семь образцов деформированных пород ядра, варьирующихся по составу от монцогаббро до монцодиорита, и четыре образца недеформированных граносиенитов и гранитов внешней кольцевой интрузии образуют единую изохрону с возрастом 281±4 млн лет и первичным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.704933 ± 0.000084 при MSWD = 0.45 (см. рис. 5.3, *а*, табл. 5.2). Одинаков также $^{207}Pb/^{206}Pb$-возраст циркона из всех разновидностей пород массива – 283±2(3) млн лет (см. рис. 5.3, *б*, табл. 5.2), совпадающий с Rb–Sr-возрастом. Это означает, что ядро и внешняя существенно гранитная интрузия комагматичны, одновозрастны в пределах точности изотопных методов и деформированы до окончательной кристаллизации пород. Возраст массива принимается равным 283±2 млн лет.

Обращает на себя внимание тот факт, что более основные породы (монцогаббро и монцодиориты) имеют несколько более высокое первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, равное 0.704971 (среднее из шести определений), чем граниты – 0.704757 среднее из четырех определений (см. табл. 5.2). Вся серия в целом обнаруживает ясную отрицательную корреляцию значения SiO_2 и $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ (см. рис. 11.15), при этом граниты характеризуются заметно более молодым модельным возрастом ниодима, чем бедные кремнеземом породы (в среднем 862 и 910 млн лет соответственно). Можно полагать, что обедненные кремнеземом более основные магмы зарождались на большей глубине, чем легкоплавкие гранитные, ниже сиалического по составу фундамента. При интрузии такие магмы могли быть контаминированы веществом фундамента, богатым радиогенным стронцием. Граниты обособлялись выше фундамента в пределах новообразованной коры орогена и содержат в связи с этим менее радиогенный стронций и более молодой неодим (см. рис. 11.14, *б*) по сравнению с их более глубинными комагматами повышенной основности.

Породы массива образуют единую вещественную серию (см. табл. 5.1, рис. 5.4), которая в области составов монцогаббро – кварцевый монцодиорит образована фракционированием темноцветных минералов и плагиоклаза, а на поздних стадиях кристаллизации – полевого шпата и кварца. В результате на диаграммах типа отношение концентраций редких элементов–SiO_2 в области

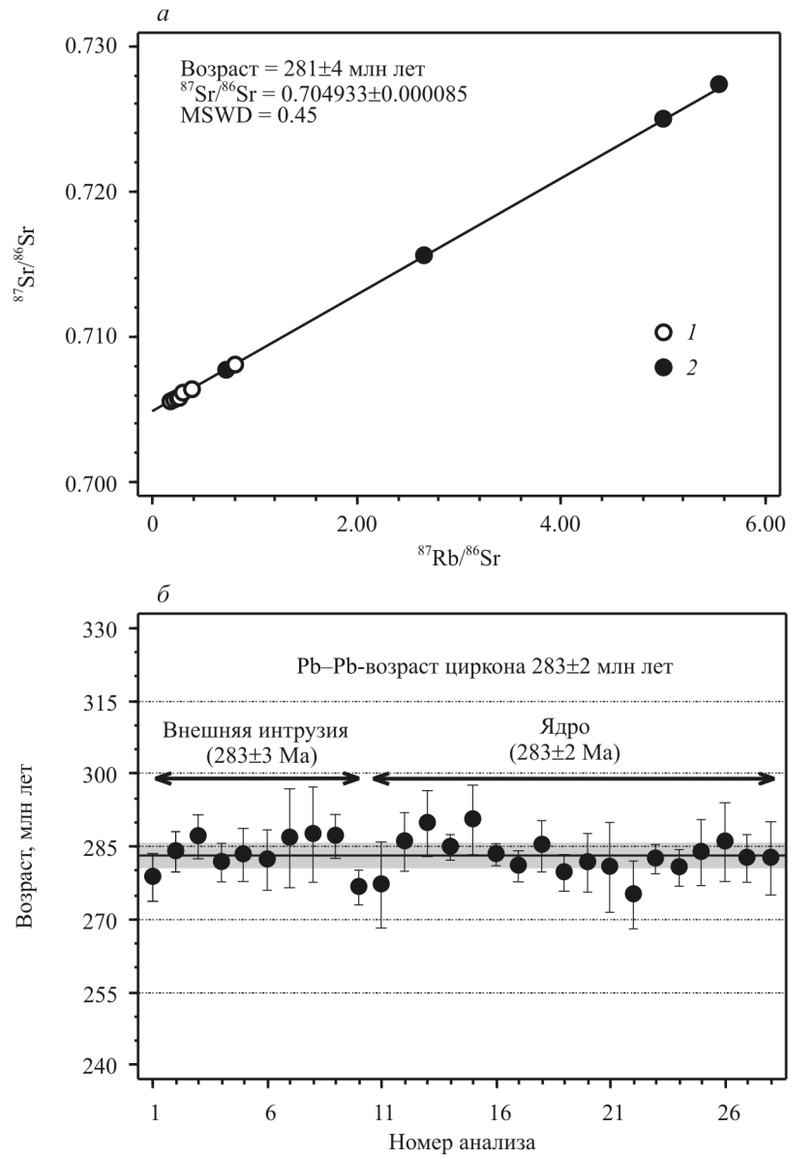
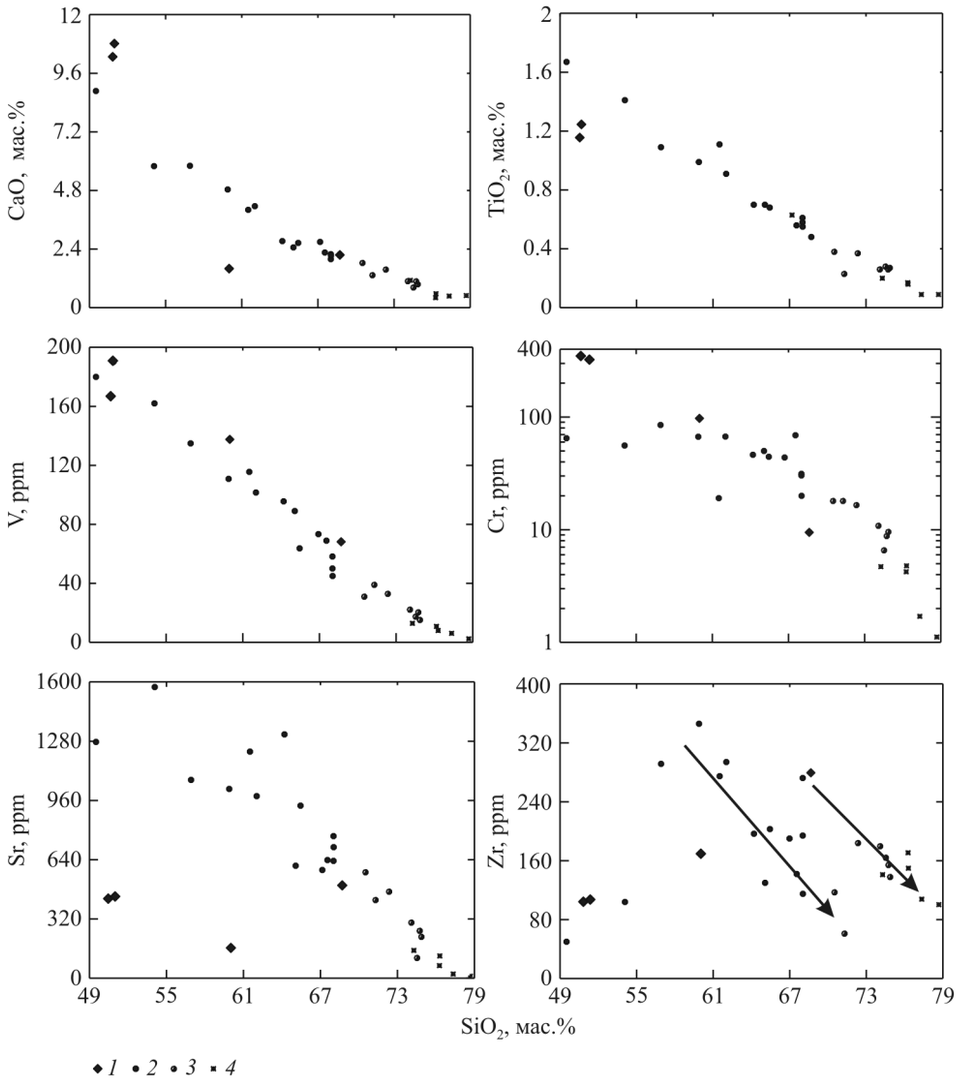


Рис. 5.3. Возраст пород Степнинского массива (Bea et al., 2005):
а –Rb/Sr-изохрона для деформированных пород ядра (1) и недеформированных гранитов внешней интрузии (2) пород; *б* – $^{207}Pb/^{206}$ Pb-возраст циркона. Вертикальными линиями показана аналитическая погрешность измерений отдельных зерен.
Возраст разных по составу пород ядра и гранитной кольцевой интрузии, деформированных и недеформированных, в пределах аналитических погрешностей один и тот же

а



б

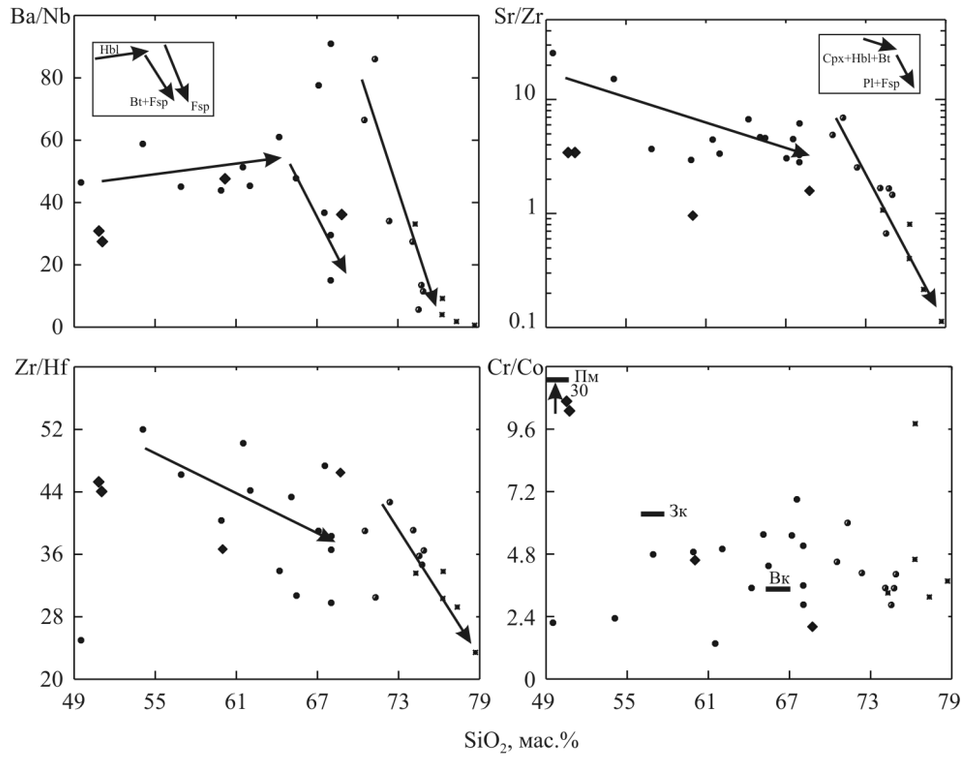


Рис. 5.4. Вариационные диаграммы содержание элемента – SiO_2 (*а*) и содержание элемента – SiO_2 (*б*) для пород Степнинского массива.
1 – ксенолиты ороговикованных метапелитов и базитов; *2* – монцогаббро, монцодиориты и монцогранодиориты; *3* – монцограниты и граниты, деформированные и недеформированные; *4* – граниты недеформированные;
на диаграмме Cr/Co – SiO_2 (*б*): Пм – первичная мантия, 3к – земная кора, Вк – верхняя кора (Богатиков и др., 1987)

гранитных составов, т. е. пород с содержанием кремнезема выше 70%, появляются особые тренды (см. рис. 5.4, *б*). Дифференциация исходного расплава, предположительно имевшего состав кварцевого монцодиорита и содержавшего до 25% твердых фаз – **Hbl, Bt, Pl**$_{An_{30-45}}$, происходила в зоне смятия в условиях сжатия. Этим объясняются деформационные текстуры, полосчатость, будинирование (см. рис. 5.2), а также эффективность отделения твердых фаз от расплава (**Bea et al., 2005**). **Отмеченные выше особенности изотопного состава,** предположительно обусловленные контаминацией коровым материалом, слабо отражаются на содержании химических элементов. Химическая структура серии определяется кристаллизационной дифференциацией и фракционированием продуктов частичного плавления.

Глава 6. КОЛЛИЗИОННЫЙ ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ

К пермскому времени мощность земной коры, образованной в ходе эволюции орогена за счет андерплейтинга и вулканизма, достигла не менее 30 км. Об этом можно судить на основании данных о давлении, при котором происходил позднекаменноугольный анатексис в северной части Каменского массива (см. главы 4, 8). Частичное плавление тоналитов и гранодиоритов при давлении до 9.5 кбар свидетельствует о значительной мощности новообразованной коры, а процессы предшествующего анатексиса роговообманковых габбро, сформировавшие значительные объемы тоналитов и гранодиоритов, преобразовали состав коры и подготовили субстрат для массового гранитного магматизма. Пермское время – эпоха массового гранитообразования не только на Урале, но и в восточной части Урало-Монгольского пояса, а также в варисцидах Европы. Причина такого интенсивного примерно одинакового по составу магматизма на огромной территории остается не вполне ясной, но можно предположить тектонический контроль гранитообразования, а именно его связь с коллизией.

Крупные гранитные массивы Среднего и Южного Урала залегают в основном в пределах палеоконтинентальных зон юго-восточного и северо-западного мегаблоков.

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ МЕГАБЛОК

Производные корового гранитного магматизма наиболее полно представлены в Кочкарском антиклинории, где они залегают среди метаморфизованных преимущественно в условиях амфиболитовой фации осадочных толщ, сводный разрез которых следующий (снизу вверх): биотитовые ортогнейсы гранодиоритового и гранитного состава – карбонатные и терригенные породы – слоистые флишоиды – биотитовые и биотит-роговообманковые парагнейсы аркозового и грауваккового состава – мраморы. В районе Челябинского и Джабыкского массивов для ортогнейсов основания разреза был получен мезопротерозойский возраст циркона (Краснобаев и др., 2006а). В процессе геолого-съемочных и тематических работ 70–80-х годов прошлого столетия фаунистический возраст верхних парагнейсов и перекрывающих их мраморов был определен как визейский (Малахова, Бушляков, 1977). Сильная дислоцированность пород затрудняет определение мощности отдельных подразделений, но можно полагать, что суммарная мощность названного разреза превышает 10 км (рис. 6.1).

Начало гранитоидного магматизма здесь фиксируется крупными ГТГ-массивами с цирконовым возрастом около 360 млн лет, рассмотренными в главе 4.

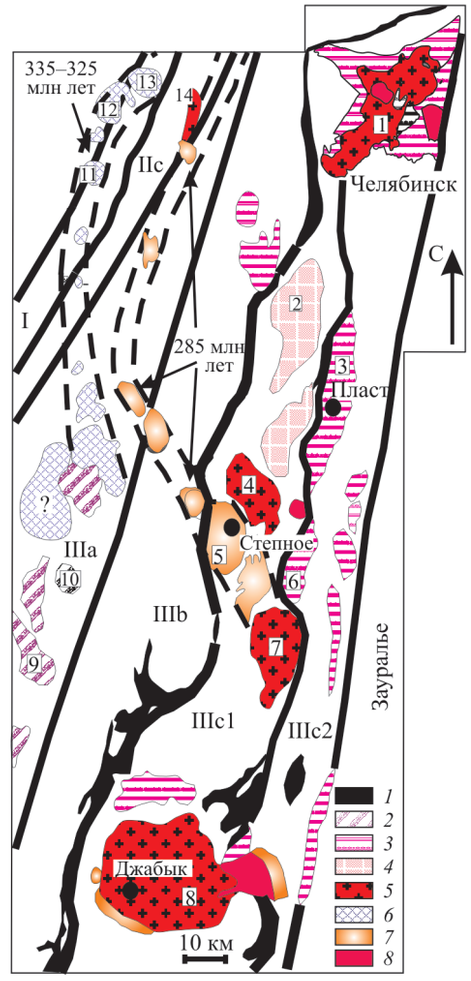


Рис. 6.1. Схематическая карта гранитных плутонов юго-восточной континентальной зоны и ее окружения (составлена на основе Геологической карты Урала под ред. И.Д. Соболева с учетом авторских данных, полученных в результате совместных работ с Зеленогорской экспедицией).

1 – серпентиниты; *2* – позднедевонские островодужные гранитоиды Магнитогорской зоны; *3* – окраинно-континентальные тоналит-гранодиоритовые массивы (360 млн лет); *4*, *5* – коллизионные граниты (305–290 млн лет): 4 – мигматит-плутоны, 5 – граниты главной фазы; *6*, *7* – гранитоиды, связанные с континентальными дугами возрастом 335 млн лет (6) и 285 млн лет (7); *8* – посторогенные граниты.

Главные структуры: I – ГУГР; IIc – северо-западная континентальная зона; IIIa – Магнитогорская островодужная зона; IIIb – юго-восточная окраинно-континентальная зона; IIIc – юго-восточная континентальная зона: IIIc1 – Кочкарский антиклинорий, IIIc2 – Восточно-Уральский прогиб. Штриховыми линиями показаны две дуги возрастом 335 и 285 млн лет. Цифрами в прямоугольниках обозначены массивы: 1 – Челябинский, 2 – Варламовский, 3 – Пластовский, 4 – Санарский, 5 – Степнинский, 6 – Чернореченский, 7 – Чесменский, 8 – Джабыкский, 9 – Верхнеуральский, 10 – Краснинский, 11 – Атлянский, 12 – Сыростанский, 13 – Тургоякский

Примерно в это же время начинается формирование мигматит-плутонов варламовского комплекса (Орогенный…, 1994), синхронных с главной фазой регионального метаморфизма. Затем следует главная фаза гранитного магматизма, представленная джабыкским комплексом (возраст около 290 млн лет), с которым связано образование зонального ореола метаморфизма вокруг массивов. Магматизм завершается многочисленными дайками и небольшими интрузивными телами адамеллитов и гранитов кабанского комплекса, вызывающих метасоматические преобразования метаморфических пород, такие как скарнирование, альбитизация и калишпатизация. Отмеченные магматические и метаморфические события сопровождаются общим воздыманием структуры Кочкарского антиклинория не менее чем на 10–15 км, что отвечает уменьшению глубины становления гранитных комплексов с 25–20 до 6–8 км (Орогенный…, 1994).

Варламовский мигматит-плутон расположен в северо-западной части Кочкарского антиклинория. В его формировании выделяются три фазы: ранняя – биотитовые адамеллиты, образующие сравнительно небольшие блоки в резко преобладающих на современном эрозионном срезе серых, среднезернистых, двуслюдяных гранитах второй фазы, и мелкозернистые граниты третьей фазы, обособляющиеся в виде даек и небольших секущих тел в породах более ранних фаз. Породы первых двух фаз местами перемежаются с мигматитами. Массив характеризуется пластообразным, близким к горизонтальному распре-

делением главных разновидностей пород при крутом залегании жил мелкозернистых гранитов третьей фазы. Отмечаются зоны, обогащенные мигматитизированными останцами биотитовых гнейсов субстрата.

В массиве преобладают двуслюдяные среднезернистые граниты массивной или гнейсовидной текстуры, в которых содержатся плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, мусковит, акцессории (апатит, сфен, циркон). Микроклин и кварц иногда образуют крупные выделения типа порфировидных. Идиоморфные зерна плагиоклаза отвечают по составу олигоклазу № 17-20, иногда содержат тонкие антипертиты; ксеноморфные зерна в парагенезисе с калишпатом и кварцем имеют состав альбит-олигоклаза № 10-14. Микроклин содержит как тонкие пертиты, так и сравнительно крупные таблички плагиоклаза с альбитовыми каймами. Биотит и мусковит обособляются преимущественно в идиоморфных зернах. Мусковит иногда встречается в срастаниях с биотитом, замещает последний.

Составы однородных слабогнейсовидных гранитов второй фазы приведены в табл. 6.1 и на рис. 6.2. Это типичные «водные» граниты, близкие по минеральному составу пералюминиевым, отвечающие гранитной котектике при водном давлении около 5 кбар. Они обладают общими геохимическими особенностями с позднепалеозойскими гранитами джабыкского типа при несколько меньших содержаниях тяжелых РЗЭ, Nb, Zr, P, Sc, V, Cr (см. рис. 6.2). Важно отметить более низкое содержание фтора в биотите из гранитов Варламовского массива по сравнению с биотитом из гранитов джабыкского типа, свидетельствующее о преимущественно водном составе флюида при формировании варламовских гранитов (Холоднов, Бушляков, 2002).

Новые данные по возрасту циркона из гнейсовидных гранитов второй фазы приведены в табл. 6.2 и на рис. 6.3. Цирконы весьма разнообразны как по своим морфологическим особенностям, так и возрасту. Все анализированные точки, за исключением самой древней и самой молодой, располагаются вдоль конкордии в возрастном интервале 397–300 млн лет. Более древний возраст (400–500 млн лет) определен у корродированных ядер зональных зерен, богатые ураном оторочки которых имеют возраст 300–313 млн лет. Возраст идиоморфных разностей, также в той или иной мере корродированных, 358±4 млн лет (см. зерна 1.1, 2.1, 8.1 в табл. 6.2 и на рис. 6.3). Выявленная полихронность цирконов, по-видимому, свидетельствует о преобразовании реститового циркона при кристаллизации и перекристаллизации пород, что характерно для многих низкотемпературных гранитных плутонов (Kemp et al., 2005). Гетерогенность цирконов Варламовского массива отражает относительную неоднородность субстрата и самого массива, граниты которого содержат многочисленные реститы и перемежаются, особенно в наиболее эродированной западной части массива, с мигматитами, представляющими собой корневые зоны. Можно полагать, что именно краевые части зерен возрастом 313–300 млн лет отражают завершение процесса гранитообразования.

Особый интерес представляет округлое зерно 4.1, имеющее явно палеоархейский возраст более 3300 млн лет и по $^{206}Pb/^{238}U$-, и по $^{207}Pb/^{206}Pb$-отношениям, один из самых древних, зафиксированных на Урале. Это зерно, судя по его хорошей окатанности, заимствовано из субстрата гранитов, имевшего, по-видимому, терригенное происхождение. Подобное происхождение имеют и зерна возрастом около 360 и более 400 млн лет. Породы такого возраста ши-

Таблица 6.1

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в гранитах Варламовского массива

Компонент	v-11	v-5	pl-401	pl-404	pl-405	Компонент	v-11	v-5	pl-401	pl-404	pl-405
SiO_2	72.3	70.35	71.88	73.14	71.86	Y	3.7	2.34	4.28	5.91	7.72
TiO_2	0.1	0.17	0.1	0.2	0.22	Nb	17.7	4.93	2.64	2.63	2.94
Al_2O_3	15.47	16.3	14.53	14.43	14.77	Ta	7.68	0.48	0.21	0.48	0.25
Fe_2O_3	1.65	2.12	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Zr	103.11	77.48	49.26	83.46	73.56
FeO	Не опр.	Не опр.	1.22	1.79	1.59	Hf	7.78	2.14	1.60	2.26	1.99
MnO	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	Mo	0.73	0.23	0.15	0.13	0.12
MgO	0.19	0.5	0.42	0.5	0.55	Sn	7.78	2.37	0.84	0.87	0.99
CaO	1.05	1.32	1.08	0.8	1.5	Tl	3.66	0.78	0.09	0.13	0.27
Na_2O	3.72	4.96	4.1	3.8	4	Pb	34.55	13.56	24.01	26.41	23.51
K_2O	4.74	3.24	4.80	4.46	4.17	U	7.45	1.15	1.78	3.46	3.57
P_2O_5	0.05	0.07	0.05	0.03	0.08	Th	7.48	7.36	8	13.49	14.28
П.п.п.	0.44	0.56	0.23	0.75	0.29	La	5.19	14.21	14.86	35.93	40.72
Li	182.24	72.12	18.69	12.55	24.05	Ce	11.99	31.13	38.93	77.45	91.31
Rb	222.3	102.7	140.7	110.3	107.9	Pr	1.61	3.33	3.76	7.66	9.02
Cs	37.63	3.64	2.21	1.35	2.2	Nd	5.35	11.76	13.86	28.01	34.18
Be	7.03	4.33	2.23	1.43	1.8	Sm	1.33	2.21	2.58	5.11	6.18
Sr	206.5	228.5	148.7	277.4	287.9	Eu	0.05	0.34	0.38	0.83	0.79
Ba	24.37	561.1	907.2	1497.9	1603.2	Gd	1.17	1.58	1.32	2.65	3.15
Sc	3.89	3.56	0.55	1.04	1	Tb	0.14	0.19	0.18	0.34	0.38
V	5.63	18.83	3.95	7.65	5.68	Dy	0.88	0.73	0.95	1.58	1.85
Cr	2.39	16.75	2.56	3.68	3.95	Ho	0.23	0.12	0.15	0.22	0.27
Co	0	0.89	0.81	1.09	0.85	Er	0.84	0.33	0.38	0.44	0.62
Ni	0	2.94	2.19	1.49	1.27	Tm	0.17	0.03	0.05	0.05	0.09
Cu	4.05	8.73	19.06	24.09	17.1	Yb	1.42	0.22	0.3	0.31	0.5
Zn	42.1	57.31	19.58	17.44	21.7	Lu	0.24	0.05	0.04	0.04	0.07
Ga	28.47	18.24	15.71	11.68	14.85						

Примечание. Анализы обр. pl-401, -404, -405 выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН, v-11, v-5 – в Университете г. Гранада (Испания).

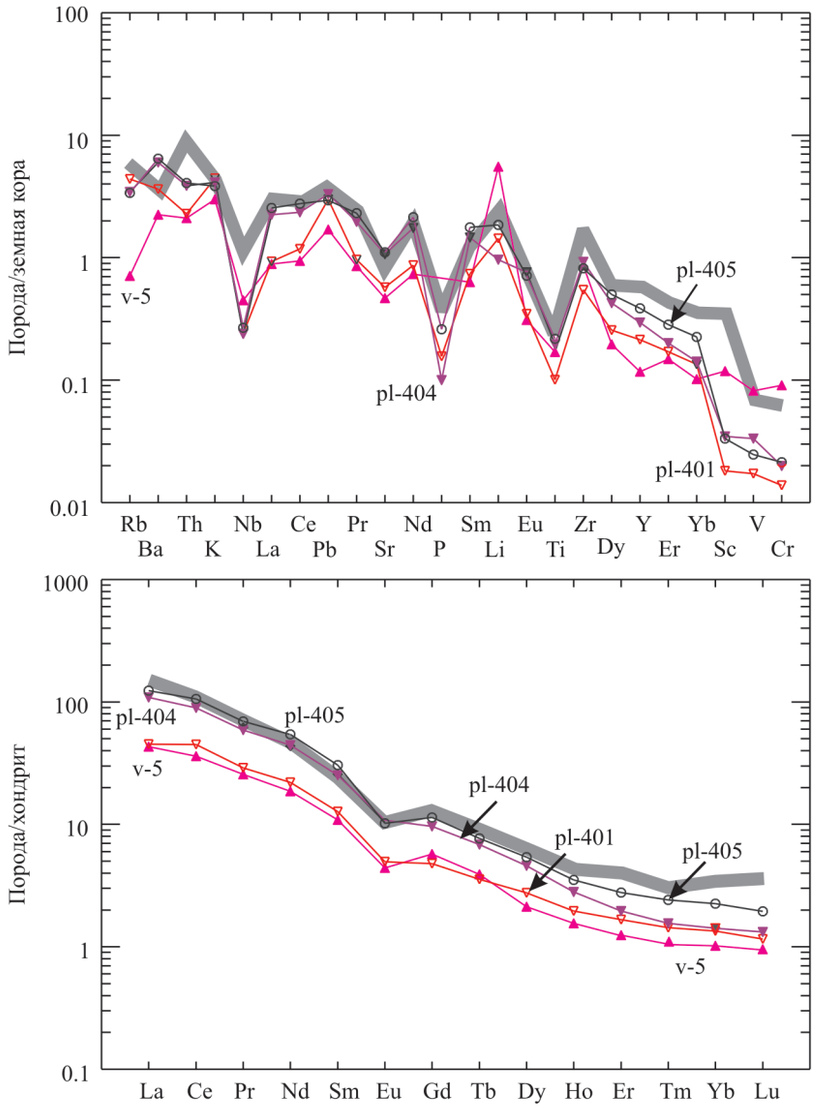


Рис. 6.2. Распределение редких и редкоземельных элементов в гранитах Варламовского массива.

Анализ пород см. в табл. 6.1. Серая линия – средний состав гранитов санарского комплекса (Орогенный…, 1994)

Таблица 6.2

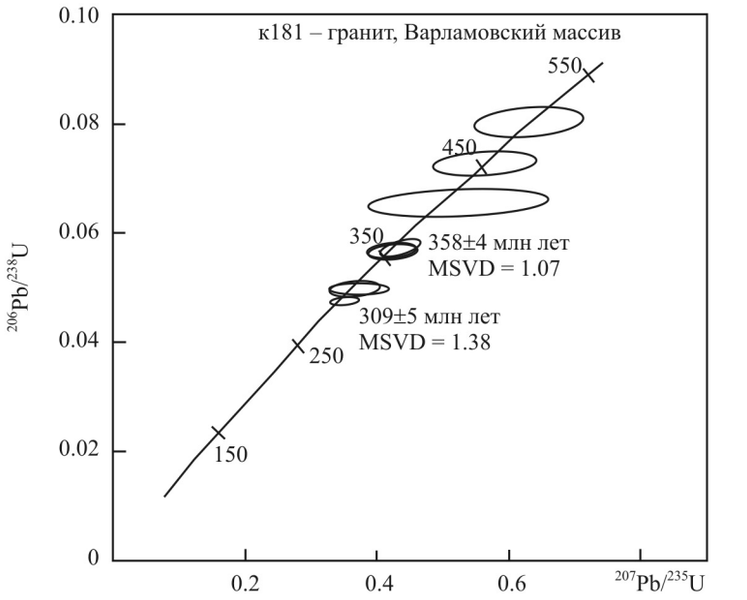
Состав и возраст цирконов из гранита к181 Варламовского массива

Номер зерна	U	Th	$^{232}Th/^{238}U$	^{206}Pb, ppm	$^{206}Pb/^{238}U$-возраст	Ошибка	$^{207}Pb/^{206}Pb$-возраст	Ошибка	Disc., %
	ppm								
1.1	853.4	87.8	0.11	41.90	**357.3**	3.3	355.3	76.9	–0.5
2.1	208.3	42.5	0.21	10.13	**354.6**	3.7	386.1	75.5	8.9
3.1	109.2	33.3	0.32	4.67	313.1	3.9	341.6	93.5	9.1
4.1	0.1	8.4	57.90	0.10	3303.2	788.3	3879.9	500.1	17.5
5.1	113.1	46.5	0.42	7.80	496.5	6.3	498.8	113.4	0.5
5.2	2056.4	130.4	0.07	84.64	299.6	1.6	346.8	55.0	15.8
6.1	67.6	67.9	1.04	3.86	408.4	6.4	529.1	233.3	29.6
6.2	6023.5	5118.6	0.88	58.39	67.1	0.6	717.9	222.1	969.7
7.1	127.7	32.7	0.26	8.01	452.0	5.0	461.8	127.8	2.2
7.2	821.0	120.8	0.15	35.72	313.4	2.4	375.9	108.8	19.9
8.1	271.5	119.7	0.46	13.45	**361.4**	3.4	419.3	49.4	16.0

Примечание. Анализы выполнены на ионном зонде **SHRIMP-II (ВСЕГЕИ). Катодолюминесцентные изображения** зерен показаны на рис. 6.3. Коррекция по ^{204}Pb.

роко распространены в Кочкарском антиклинории в Пластовском, Челябинском, Чернореченском и других массивах (см. главу 4).

Главная фаза гранитного магматизма в Кочкарском антиклинории представлена сравнительно крупными овальными или слегка вытянутыми в субмеридиональном направлении массивами так называемого джабыкского комплекса (Санарский, большая часть Джабыкского, Кацбахский и др.). Массивы локализованы в ядрах древних купольных структур, но по сравнению с массивами варламовского комплекса не сопровождаются мигматитами, имеют интрузивные контакты с породами более высоких горизонтов вмещающих пород, т. е. отличаются меньшей глубиной становления. В большинстве массивов серия пород санарского комплекса представлена рядом биотитовый гранит – двуслюдяной гранит – аплит, пегматит. В самом крупном массиве – Джабыкском – она значительно усложняется (рис. 6.4). Гранитные по составу комплексы здесь представлены следующим рядом: биотитовый и двуслюдяной микроклиновый ильменитовый гранит (джабыкский комплекс) – биотитовый микропертитовый магнетитовый гранит (ольховский комплекс). **Rb–Sr-возраст гранитов** джабыкского комплекса составляет 289±4.4 млн лет для первой фазы и 277±2.6 млн лет для второй фазы, а для гранитов ольховского комплекса – 265±1.4 млн лет (Тевелев и др., 2006; Осипова и др., 2008). Примерно в одно время с джабыкским комплексом формируются монцодиорит-гранитные интрузивы, близкие по возрасту и особенностям вещественного состава рассмотренному в главе 5 Степнинскому массиву (281±2.8 млн лет), и габбро-гранитная серия так называемого кужебаевского комплекса – 281±7.2 млн лет (Осипова и др., 2008). **P. Montero с соавторами (2000)** ^{207}Pb–^{206}Pb(метод Кобера)- и U–Pb (ионный зонд NORDSIM)**-возраст циркона из гранитов главной фазы джабык**ского комплекса был определен как 290 млн лет. В последней работе первич-



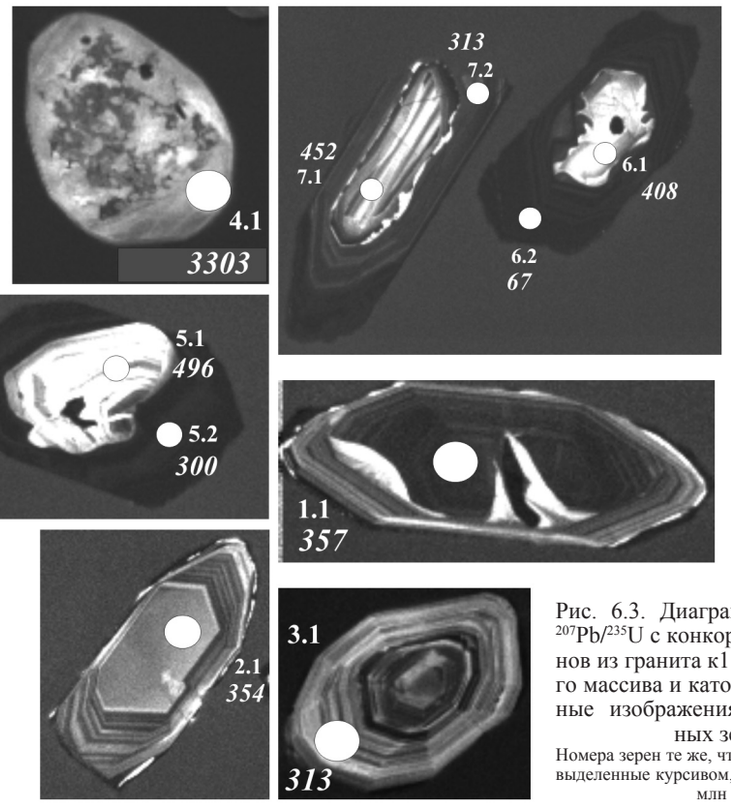


Рис. 6.3. Диаграмма $^{206}Pb/^{238}U$ – $^{207}Pb/^{235}U$ с конкордией для цирконов из гранита к181 Варламовского массива и катодолюминесцентные изображения анализированных зерен.

Номера зерен те же, что в табл. 6.2. Цифры, выделенные курсивом, обозначают возраст, млн лет

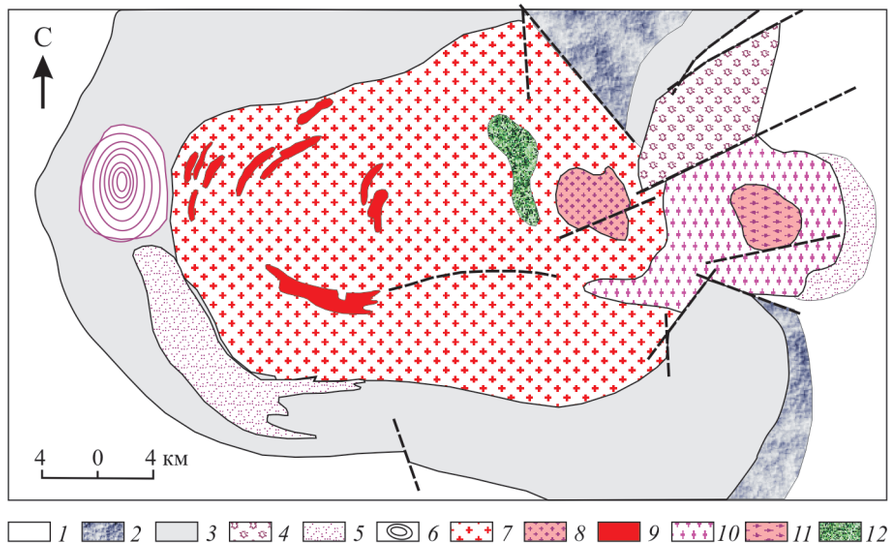


Рис. 6.4. Схематическая геологическая карта Джабыкского массива (составлена по материалам Зеленогорской экспедиции с изменениями автора):

1 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы палеозоя; *2* – серпентиниты; *3* – гнейсы и амфиболиты, преимущественно допалеозойские; *4–11* – гранитоиды: *4* – граниты великопетровского комплекса метаморфизованные и катаклазированные; *5*, *6* – монцодиорит-гранитные серии мочагинского (*5*) и родничковского (*6*) интрузивов; *7–9* – биотитовые и двуслюдяные граниты (*7*), аляскитовые двуслюдяные граниты (*8*) и жильные граниты (*9*) джабыкского комплекса; *10*, *11* – порфировидные биотитовые граниты (*10*) и среднезернистые биотитовые граниты (*11*) ольховского комплекса; *12* – габбро-гранитная серия кужебаевского комплекса

ное $^{87}Sr/^{86}Sr$-отношение гранитов определено в интервале 0.7043–0.7049; значение εNd_{290} всегда положительное и варьируется от 0.8 до 1.6. Подобные изотопные характеристики позволяют предположить, что земная кора, которая была источником гранитных магм, имела преимущественно палеозойский возраст и была образована в результате переотложения и гранитизации океанической и островодужной коры с низкими Rb/Sr- и $^{87}Sr/^{86}Sr$-отношениями. **K–Ar-возраст** гранитов колеблется в интервале 260–280 млн лет.

В отличие от продолжительного образования Варламовского массива, породы которого имеют гранитный состав, сложный по строению и составу полиформационный Джабыкский батолит, как и большинство других массивов санарского комплекса, был сформирован в сравнительно узком интервале времени – 290–265 млн лет.

Геохимические особенности наиболее распространенных гранитов Джабыкского массива являются типовыми для всех позднепалеозойских гранитов юго-восточного мегаблока. Это общее положение (Ферштатер, 2001) может быть конкретизировано. Так, граниты главной фазы джабыкского и ольховского комплексов близки не только по изотопным, но и по основным геохимическим параметрам (табл. 6.3, рис. 6.5). Ясные минералогические и структурные различия пород обусловлены фациальными причинами – меньшей глубиной кристаллизации гранитов ольховского комплекса по сравнению с таковыми джабыкского комплекса (давление на уровне кристаллизации первых составляло 2–2.5, а вторых – 4–5 кбар), меньшей концентрацией воды и более вы-

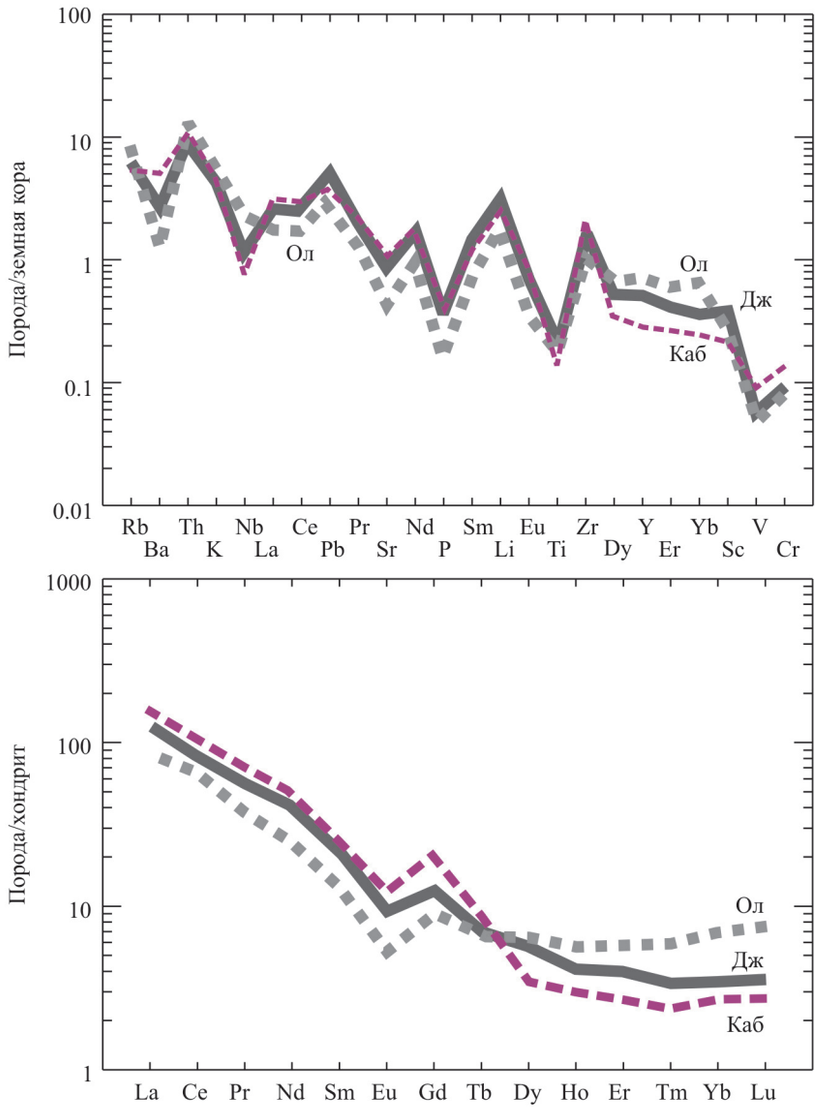


Рис. 6.5. Усредненное распределение редких и редкоземельных элементов в гранитах джабыкского (Дж), ольховского (Ол) и кабанского (Каб) комплексов

Таблица 6.3

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в гранитах Джабыкского массива (1–7) и кабанского комплекса (8–10)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	73.13	72.01	72.17	73.02	71.30	72.30	74.13	71.61	70.34	75.10
TiO_2	0.20	0.25	0.21	0.21	0.37	0.36	0.22	0.28	0.30	0.15
Al_2O_3	15.00	15.39	15.26	14.90	14.96	13.43	13.26	13.71	14.17	13.30
Fe_2O_3	1.96	2.23	1.73	1.00	0.62	0.51	0.28	0.28	0.38	1.50
FeO	Не опр.	Не опр.	0.00	Не опр.	1.49	1.59	1.45	1.96	2.85	Не опр.
MnO	0.04	0.04	0.02	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03	0.01	Не опр.
MgO	0.55	0.76	0.72	0.72	0.80	0.62	0.60	0.57	0.70	0.46
CaO	1.09	1.18	0.98	1.19	1.11	1.07	0.97	1.54	1.61	1.17
Na_2O	3.42	3.36	3.36	3.49	3.00	3.63	3.33	3.16	3.65	3.38
K_2O	4.96	5.10	4.51	4.78	5.74	5.42	4.23	4.78	5.27	5.24
P_2O_5	0.10	0.13	0.09	0.11	0.08	0.08	0.05	0.12	0.09	Не опр.
Li	35.81	31.75	32.67	40.26	18.46	25.95	14.68	31.56	34.01	63.51
Rb	202.2	204.0	178.6	229.4	180.4	188.6	196.7	164.6	170.9	247.3
Cs	5.90	3.83	3.24	2.87	1.94	2.41	4.89	2.35	3.27	8.32
Be	2.59	2.38	3.05	3.36	2.86	3.78	4.84	2.07	1.65	3.75
Sr	182.7	208.4	230.7	285.0	96.7	168.0	69.8	266.7	294.1	122.5
Ba	695.3	932.1	835.5	1017	346.8	470.0	375.8	1091	1344	591.7
Sc	7.08	11.40	9.84	12.32	11.83	8.81	8.48	6.56	6.43	7.46
V	10.32	15.34	16.70	13.00	10.32	19.66	8.60	29.48	24.41	17.08
Cr	9.47	14.65	9.43	35.12	14.72	15.52	15.15	24.39	28.53	10.64
Co	1.33	1.82	1.86	2.10	1.36	1.77	1.35	2.18	2.36	0.43
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	3.93	5.38	1.11
Cu	7.42	5.79	0.01	18.82	12.99	0.01	0.01	8.57	15.06	2.51
Zn	39.98	72.02	46.95	71.88	36.18	39.44	9.10	43.88	65.44	51.03
Ga	25.60	29.66	29.06	34.68	19.45	22.30	21.45	16.32	17.38	17.08
Y	10.69	13.86	9.76	9.58	17.65	20.28	16.25	5.59	4.59	9.35
Nb	12.18	13.44	11.51	12.88	18.46	25.99	22.69	5.94	5.66	11.76
Ta	0.48	0.26	0.02	1.52	6.11	1.85	2.99	0.20	0.00	1.31
Zr	125.4	161.5	137.6	149.9	78.7	168.3	98.9	155.3	173.9	128.5
Hf	4.60	5.52	5.06	6.34	2.69	6.20	4.07	3.94	4.25	3.71
Mo	2.59	2.70	2.67	3.86	1.23	3.00	9.67	0.56	4.60	4.75
Sn	0.01	0.01	0.01	0.39	0.01	0.01	0.01	3.68	1.97	3.87
Pb	26.29	31.53	26.31	53.72	15.46	24.89	3.22	28.68	26.24	32.94
U	2.16	3.41	2.68	7.76	3.13	4.21	3.59	3.64	3.42	14.74

Окончание табл. 6.3

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Th	28.84	36.74	27.64	37.55	30.71	50.96	18.21	39.18	42.15	36.62
La	36.85	53.61	44.53	49.40	28.28	50.21	29.40	55.72	83.34	42.68
Ce	67.86	97.56	82.49	93.92	69.99	100.25	35.94	96.21	160.90	80.42
Pr	6.57	9.55	8.05	9.59	6.11	9.05	5.42	9.41	13.13	7.70
Nd	22.29	32.07	27.51	31.80	20.11	30.66	18.35	30.15	40.67	25.77
Sm	3.51	5.23	4.31	5.73	3.85	4.75	3.50	4.24	5.47	4.51
Eu	0.54	0.80	0.77	1.05	0.42	0.67	0.35	0.90	1.12	0.54
Gd	2.77	4.22	3.28	4.14	3.24	4.19	3.10	4.94	5.85	4.00
Tb	0.35	0.50	0.42	0.43	0.47	0.54	0.49	0.40	0.51	0.44
Dy	1.86	2.70	1.93	2.13	3.01	3.41	2.89	1.19	1.12	1.98
Ho	0.32	0.40	0.30	0.31	0.54	0.67	0.51	0.21	0.19	0.34
Er	0.87	1.21	0.74	0.90	1.58	1.88	1.48	0.57	0.44	0.85
Tm	0.11	0.15	0.08	0.13	0.24	0.30	0.23	0.07	0.05	0.11
Yb	0.75	0.94	0.64	0.81	1.51	2.11	1.56	0.57	0.43	0.74
Lu	0.11	0.18	0.09	0.14	0.23	0.42	0.23	0.09	0.07	0.13

Примечание. *Комплексы*: 1 – 4 – джабыкский; 5, 6 – ольховский; 7 – кужебаевский; 8–10 – кабанский.

сокой температурой кристаллизации ольховских гранитов относительно джабыкских (Орогенный…, 1994).

Завершается гранитный магматизм в Кочкарском антиклинории формированием многочисленных небольших интрузивных тел и даек адамеллит-гранитного кабанского комплекса, которые локализуются в массивах варламовского и санарского комплексов и вмещающих метаморфических породах. Породы этого комплекса рассекают директивные структуры метаморфических пород, скарнируют и ороговиковывают их, что свидетельствует об их внедрении после образования контактового ореола вокруг гранитов джабыкского комплекса. С удалением от массивов количество тел кабанских гранитов уменьшается. Так, восточнее Санарского массива в перекрытом разрезе по скважинам, пробуренным Зеленогорской экспедицией в 80-х годах прошлого века, вблизи контакта с массивом в гнейсах амфиболитовой фации тела кабанских гранитов составляют примерно 50% объема пород, в 900 м от массива – 30%, в 1200 м от массива – 20%, в 1600–1700 м в зоне эпидот-амфиболитовой фации – около 5%. Эти данные свидетельствуют о связи гранитов, слагающих сравнительно крупные массивы, с интрузивами кабанского комплекса, которые являются их производными. Геохимические параметры пород подтверждают это предположение (см. табл. 6.3, рис. 6.5).

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ МЕГАБЛОК

Гранитные массивы континентальной зоны этого мегаблока, в отличие от юго-восточного, нередко характеризуются сложной и длительной историей формирования. Подошву коллизионных гранитов здесь слагают мигматизированные докембрийские метаморфические породы, а в кровле массивов залегают силурийско-девонские вулканогенно-осадочные породы (рис. 6.6). Важная общая минералогическая особенность гранитов – наличие ортоклаза, который лишь в прикровлевой части массивов частично замещается микроклином. Наиболее крупными и хорошо изученными являются Мурзинский и Адуйский массивы.

Мурзинский массив состоит из двух комплексов: ватихского, слагающего его нижнюю часть, и мурзинского, залегающего в верхней части (Орогенный…, 1994). Детальное изотопное изучение Мурзинского массива (Montero et al., 2000) показало его изотопную гетерогенность: граниты ватихского комплекса характеризуются высоким содержанием радиогенного стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr_{init}$ = 0.7093), тогда как в гранитах мурзинского комплекса оно значительно ниже ($^{87}Sr/^{86}Sr_{init}$ = 0.7042). Значение εNd_{255} варьируется в широких пределах: для ватихского комплекса от –11.9 до –0.05, для мурзинского от –8.9 до +4.1. K–Ar-, Rb–Sr-, цирконовый ^{207}Pb–^{206}Pb- и U–Pb-возраст гранитов того и другого комплекса варьируются в пределах 248–259 млн лет. При этом наиболее надежные определения возраста циркона лежат в узком интервале 250–255 млн лет, который принимается за возраст пород. Изотопная гетероген-

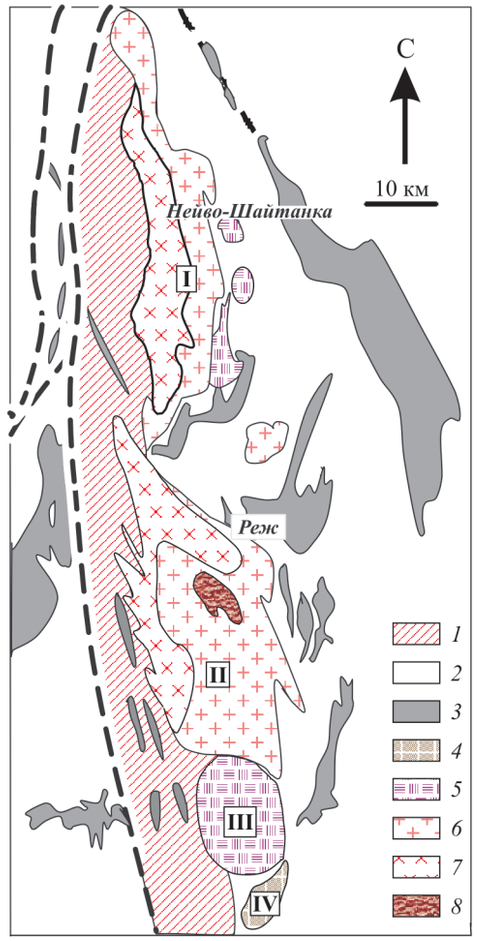


Рис. 6.6. Схема геологического строения района Мурзинского (I) и Адуйского (II) массивов (составлена на основе Геологической карты Урала под ред. И.Д. Соболева с изменениями автора):
1 – метаморфические породы возрастом более 1600 млн лет; *2* – силурийско-девонские вулканогенно-осадочные породы; *3* – серпентиниты; *4* – раннедевонские мигматизированные габброиды, тронъемиты, гранодиориты; *5* – позднекаменноугольные интенсивно мигматизированные тоналиты, гранодиориты и граниты; *6* – двуслюдяные микроклин-ортоклазовые граниты, предположительно кристаллизовавшиеся из магмы, образованной при мигматизации Каменского и других ГТГГ-массивов (мурзинский комплекс); *7* – биотитовые граниты антипертитовые, существенно ортоклазовые с магнетитом, образованные за счет частичного плавления древних метаморфических толщ (ватихский комплекс); *8* – озерная гранодиорит-гранитная серия. *Массивы*: Мурзинский (I); Адуйский (II); Каменский (III); Курманский (IV)

ность гранитов свидетельствует о соответствующей гетерогенности их источника, что подтверждается геологическими данными. Согласно геологическим наблюдениям, протолитом гранитов ватихского комплекса были мигматизированные докембрийские ортогнейсы, имеющие U–Pb-возраст 1639±42 млн лет (Краснобаев и др., 2005), с реликтами парагенезисов гранулитовой фации, тогда как граниты мурзинского комплекса с низким значением отношения $^{87}Sr/^{86}Sr_{init}$, как отмечалось, контактируют с палеозойскими вулканитами и гранодиоритовыми массивами того же типа, что и Каменский плутон, рассмотренный в главе 4 (см. рис. 6.6). Параметры магмогенерации для нижнего ватихского комплекса: $P_{общ}$ = 8–9 кбар, P_{H_2O} = 0.4–0.5$P_{общ}$, для верхнего мурзинского: $P_{общ}$ = 5–4 кбар и P_{H_2O} = 0.7–0.8$P_{общ}$ (Орогенный…, 1994).

А д у й с к и й массив является самым крупным в северо-западной палеоконтинентальной зоне. Он во многом сходен с расположенным севернее Мурзинским массивом, с которым, по-видимому, составляет одно целое, соединяясь на глубине. Массив сложен преимущественно биотитовыми и двуслюдяными ортоклазовыми и ортоклаз-микроклиновыми гранитами, прорванными большим количеством пегматитовых и аплитовых жил.

Полевые наблюдения и цирконовая геохронология раскрывают сложную историю формирования Адуйского гранитного массива, с которым связано разнообразное редкометалльное оруденение.

Западная часть массива сложена мигматитами, которые постепенно в западном направлении сменяются биотитовыми ортогнейсами, представляющими собой, вероятно, протолит гранитов. Геологические наблюдения в совокупности с магнитным полем над массивом показывают, что в восточном направлении уже в пределах гомогенной части массива мигматиты сменяются магнетитсодержащими ортоклазовыми гранитами, сходными с гранитами ватихского комплекса Мурзинского массива; еще восточнее в прикровлевой части Адуйского массива распространены безмагнетитовые микроклиновые граниты, аналогичные породам мурзинского комплекса. Контакт этих гранитов с палеозойскими вулканогенно-осадочными породами отчетливо интрузивный, с многочисленными апофизами, образующими местами штокверк жил. В гранитах отмечаются ксенолиты ороговикованных вмещающих пород. Состав типичных образцов гранитов приведен в табл. 6.4.

В северной части Адуйского массива, в районе пос. Озерный, граниты прорваны интрузивами гранодиорит-адамеллитовой серии, породы которой образуют довольно крупные тела внутри адуйских гранитов и содержат ксенолиты этих гранитов и их пегматитов (рис. 6.7). Следует отметить, что ксенолиты гранитов в адамеллитах несут ясные следы деформаций, отдельные из них обладают гнейсовидной текстурой, тогда как сами адамеллиты имеют массивную текстуру.

U–Pb-возраст монацита из адуйских гранитов и адамеллитов гранодиорит-адамеллитового комплекса, определенный А. Гердесом в лаборатории Британской геологической службы (Лондон), составляет 256±0.6 млн лет (Ферштатер и др., 2003), что соответствует возрасту мурзинских гранитов. Re–Os-возраст молибденита из Шамейского Mo-порфирового месторождения, расположенного в восточном эндоконтакте Адуйского массива, 272.7±4.5 млн лет с первичным ^{187}Os=0.76±0.50, а молибденита из редкометалльных пегматитов – 262±7.3 млн лет с первичным ^{187}Os = 0.4±0.12 (Mao et al., 2003).

Таблица 6.4

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в гранитах Адуйского (1–4) и Мурзинского (5–10) массивов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	72.13	73.05	71.53	69.03	71.51	72.69	72.88	73.87	72.48	72.65
TiO_2	0.239	0.18	0.22	0.55	0.15	0.13	0.12	0.09	0.14	0.11
Al_2O_3	14.48	13.84	14.51	14.79	14.99	13.31	12.99	13.65	15.27	14.74
Fe_2O_3	0.78	0.51	0.7	1.24	0.45	0.32	0.45	0.34	0.10	0.45
FeO	0.95	0.71	0.95	1.43	1.35	2.85	1.74	2.06	1.58	1.35
MnO	0.54	0.03	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	0.03	0.52	0.62	1.24	0.28	0.15	0.98	0.29	0.29	0.24
CaO	1.51	1.36	1.49	1.97	1.07	0.70	0.98	0.64	1.48	1.18
Na_2O	3.65	3.59	4.32	4.32	3.39	3.26	3.79	3.51	4.82	4.50
K_2O	4.83	4.95	4.43	3.61	5.39	5.29	4.23	4.50	3.19	3.34
P_2O_5	0.01	0.01	Не опр.	0.12	0.09	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Li	20.9	107.1	113.8	174.1	11.0	11.0	13.0	24.0	100.0	135.0
Rb	167.8	253.1	232.1	218.7	130.0	161.0	124.0	257.0	105.0	129.0
Cs	1.07	4.20	4.12	4.86	0.00	1.00	1.00	1.00	5.00	8.00
Be	1.74	4.51	4.07	4.32	1.00	1.00	2.00	2.00	3.00	6.00
Sr	193.4	226.0	157.9	365.2	291.0	161.0	89.0	96.0	200.0	336.0
Ba	691.3	649.0	495.8	1105.1	850.0	749.0	282.0	355.0	721.0	0
Sc	4.27	2.37	3.03	3.38	6.00	8.00	7.00	10.00	6.00	5.00
V	11.82	16.76	13.68	33.36	9.00	5.00	6.00	2.00	14.00	13.00
Cr	1.82	3.34	2.89	7.23	0	5.00	0	0	0	0
Co	0.63	0.92	0.73	2.99	2.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Ni	3.17	4.00	4.07	9.16	1.00	9.00	0	0	0	0
Cu	4.46	23.24	7.92	15.27	3.00	19.00	1.00	1.00	7.00	1.00
Zn	30.74	38.53	39.12	68.74	11.00	36.00	13.00	38.00	24.00	24.00
Ga	20.01	20.93	22.20	22.43	14.00	14.00	18.00	21.00	17.00	10.00
Y	8.35	7.14	7.40	13.72	3.20	7.30	6.80	12.10	1.90	2.10
Nb	11.83	8.31	8.46	12.74	6.90	12.10	11.10	23.30	14.40	10.20
Ta	0.96	1.90	0.57	1.74	0.40	0.50	1.30	23.40	1.50	2.20
Zr	101.6	63.3	87.2	129.9	75.0	183.0	93.0	103.0	125.0	106.0
Hf	3.35	2.33	2.88	3.33	1.70	4.50	2.60	2.90	3.10	2.50
Mo	0.09	0.18	0.26	0.37	0	0	0	0	0	0
Sn	3.48	1.53	1.70	2.61	0.90	2.00	1.50	5.10	3.40	4.40
Pb	30.85	33.84	37.43	26.69	24.80	34.10	25.20	33.90	19.90	19.90
U	1.78	5.99	5.15	7.15	0.50	2.40	2.20	5.50	1.50	1.30

Окончание табл. 6.4

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Th	26.53	24.96	25.68	22.30	4.70	35.20	22.00	29.20	3.70	2.20
La	50.83	25.65	26.43	67.41	19.20	72.40	38.20	44.50	7.60	5.50
Ce	100.74	48.59	52.26	125.96	42.00	136.00	73.20	83.60	14.00	10.70
Pr	10.13	4.95	5.46	12.09	4.00	13.90	7.90	8.90	1.60	1.20
Nd	34.03	16.32	19.17	39.83	12.90	46.10	25.90	29.00	5.40	4.20
Sm	5.95	2.65	3.66	6.09	2.23	7.41	5.02	5.93	0.96	0.80
Eu	0.79	0.58	0.57	1.05	0.72	0.93	0.47	0.57	0.29	0.33
Gd	3.94	1.84	2.60	4.06	1.74	5.76	3.91	4.85	0.77	0.63
Tb	0.46	0.26	0.33	0.53	0.18	0.60	0.48	0.65	0.09	0.09
Dy	1.98	1.26	1.48	2.56	0.75	2.09	1.89	2.69	0.37	0.43
Ho	0.31	0.23	0.25	0.46	0.12	0.31	0.28	0.47	0.06	0.06
Er	0.66	0.59	0.59	1.11	0.32	0.78	0.61	1.11	0.16	0.16
Tm	0.09	0.10	0.09	0.16	0.04	0.09	0.07	0.16	0.02	0.03
Yb	0.51	0.61	0.56	0.96	0.22	0.53	0.41	0.87	0.14	0.14
Lu	0.08	0.09	0.09	0.14	0.03	0.07	0.05	0.12	0.02	0.02

Примечание. Адуйский массив: 1 – ад23, западная часть массива, ватихский комплекс; 2 и 3 – ад31 и ад35 соответственно, центральная часть массива, мурзинский комплекс; 4 – ад36, карьер в пос. Озерный озерная серия; *Мурзинский массив*: 5–7 – мз65, мз8, мз15 соответственно, ватихский комплекс; 8–10 – мз23, мз42, мз51 соответственно, мурзинский комплекс (все образцы отобраны с запада на восток по р. Нейве).

Наиболее ценную информацию о возрасте дает цирконовая геохронология. Она раскрывает сложную историю формирования Адуйского гранитного массива, в которой четко выделяются два пика магматической активности: около 290 и 255–260 млн лет назад (рис. 6.8).

Обращает на себя внимание сложное строение большинства цирконовых зерен из гранитов Адуйского массива (Краснобаев и др., 2006). Ядро таких зерен сложено кристаллическим веществом с яркой катодолюминесценцией, с низким содержанием урана и других рассеянных элементов, а периферия – частично метамиктным цирконом с высоким содержанием урана (рис. 6.9). В большинстве случаев ядра и оболочки имеют близкий возраст, но отмечаются и значительно более древние ядра (до 1037 млн лет), несомненно, имеющие ксеногенное происхождение (см. рис. 6.9, фото 1–3). Наличие таких ядер свидетельствует об участии в субстрате гранитов Адуйского массива допалеозойского фундамента, что ранее было зафиксировано для расположенного севернее Мурзинского массива (см. выше). Цирконы, заимствованные из допалеозойского фундамента, образуют дискордию, свидетельствующую о том, что возраст этого фундамента не менее 1400 млн лет, судя по верхнему пересечению. Эти данные не противоречат U–Pb-возрасту циркона из плагиогнейсов, расположенных западнее Мурзинского массива (Краснобаев и др., 2005). Цирконы древнее 290 млн лет, по-видимому, представляют собой преобразованные зерна циркона из этого фундамента. В то же время несомненно, что часть

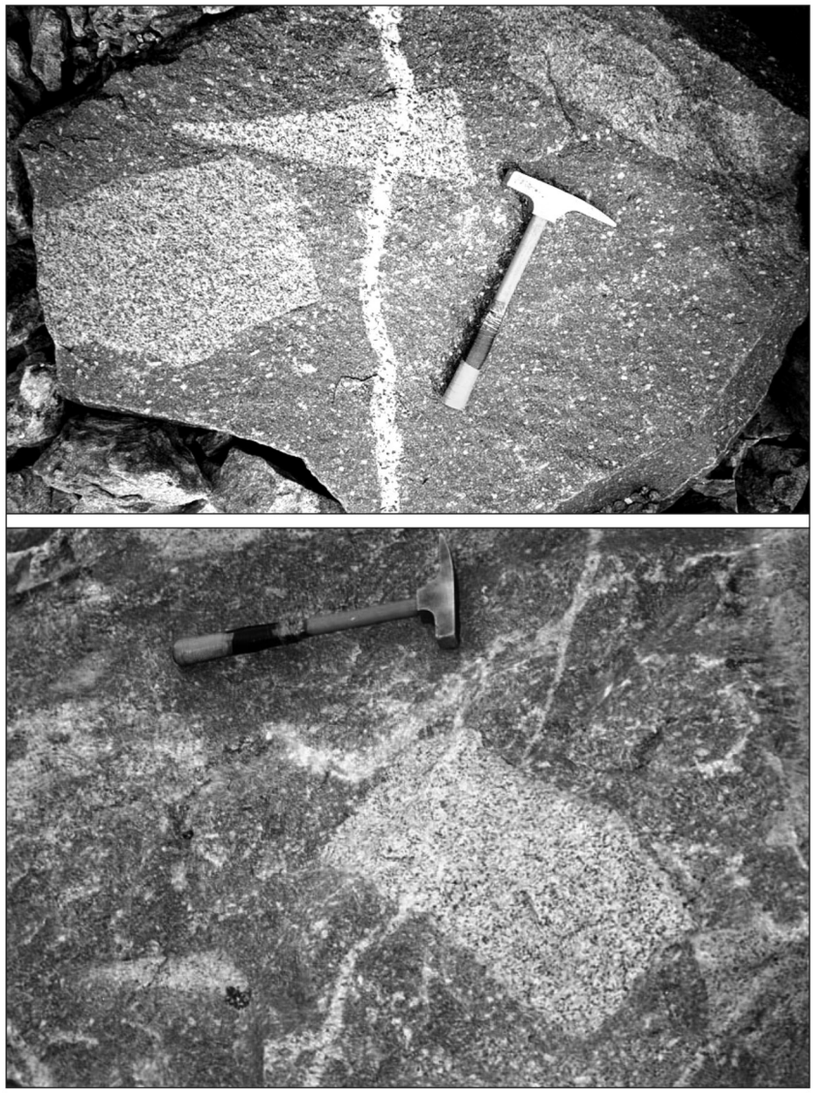


Рис. 6.7. Фото ксенолитов гранитов мурзинского комплекса в гранодиоритах озерной серии (карьер в пос. Озерном, центральная часть Адуйского массива)

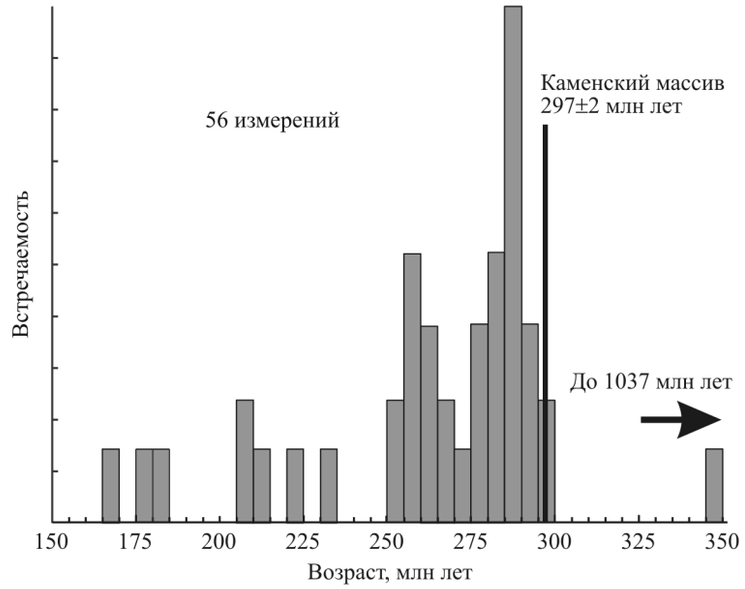


Рис. 6.8. Возраст цирконов из гранитов Адуйского массива по данным измерения отдельных зерен методом **LA-ICP MS.**

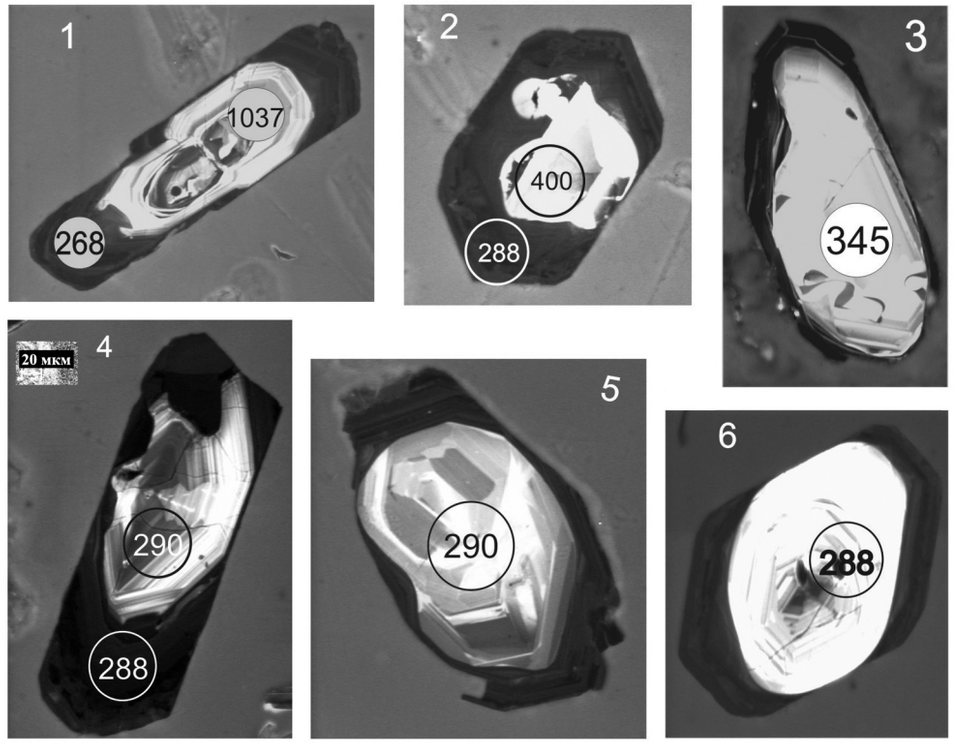
Черная вертикальная черта показывает возраст цирконов из мигматизированного гранита Каменского массива, возможного протолита части гранитов Адуйского массива

адуйских гранитов образовалась за счет неполного плавления и мигматизации пород Каменского тоналит-гранодиоритового массива, возраст цирконов из гранитов которого составляет 298 млн лет (см. главу 4). В гранитах Адуйского массива в результате взаимодействия с расплавом такие цирконы преобразуются в типичные для адуйских гранитов зональные разности с высокоурановыми оторочками. Их возраст 288–290 млн лет.

Таким образом, можно полагать, что максимум 290 млн лет (см. рис. 6.8) связан с обособлением расплава в результате мигматизации гранодиоритов и тоналитов Каменского массива, которые к этому времени еще оставались горячими и легко подвергались частичному плавлению. Более молодые граниты образованы плавлением допалеозойского метаморфического складчатого основания. Соответственно 30–35 млн лет потребовалось для нагревания этого допалеозойского фундамента до температур гранитообразования.

Процесс разогрева допалеозойского фундамента контролировался главным коллизионным швом, представленным сейчас Алапаевской зоной смятия, по которой соприкасаются северо-западный и юго-восточный мегаблоки. Максимальный нагрев и метаморфизм испытали породы окраинно-континентальной и континентальной зон северо-западного мегаблока, где заключительные стадии метаморфизма и гранитообразования относятся к поздней перми (250–260 млн лет), что установлено в результате изотопных исследований (Bea et al., 1997; **Echtler et al., 1997; Бушляков, Баженов, 1998; Montero et al., 2000;** и др.).

В южной части северо-западной континентальной зоны в 300 км южнее Мурзинского массива расположен Кисегачский гранитный массив. Rb–Sr-воз-



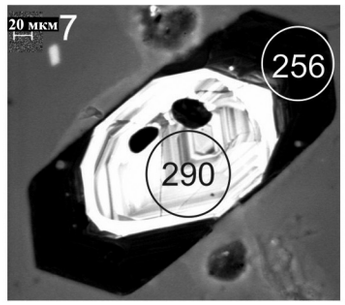
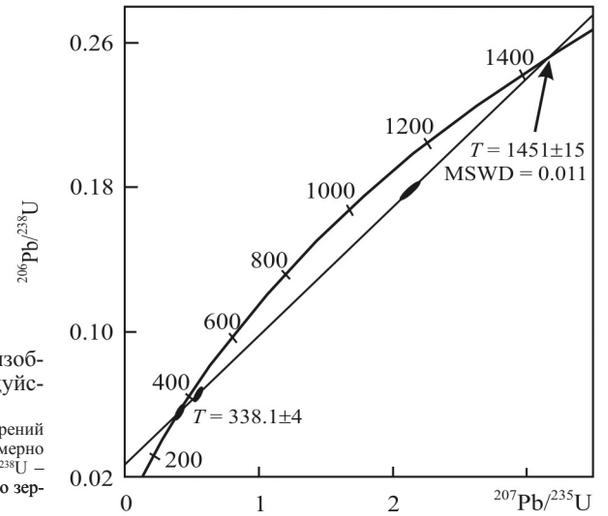


Рис. 6.9. Катодолюминесцентные изображения цирконов из гранитов Адуйского массива.

Кружками с цифрами обозначены точки измерений и возраст, млн лет. Размеры кратеров примерно соответствуют 60 мкм. На диаграмме $^{206}Pb/^{238}U$ – $^{207}Pb/^{235}U$ **показана дискордия, построенная по зернам 1, 2, 3**



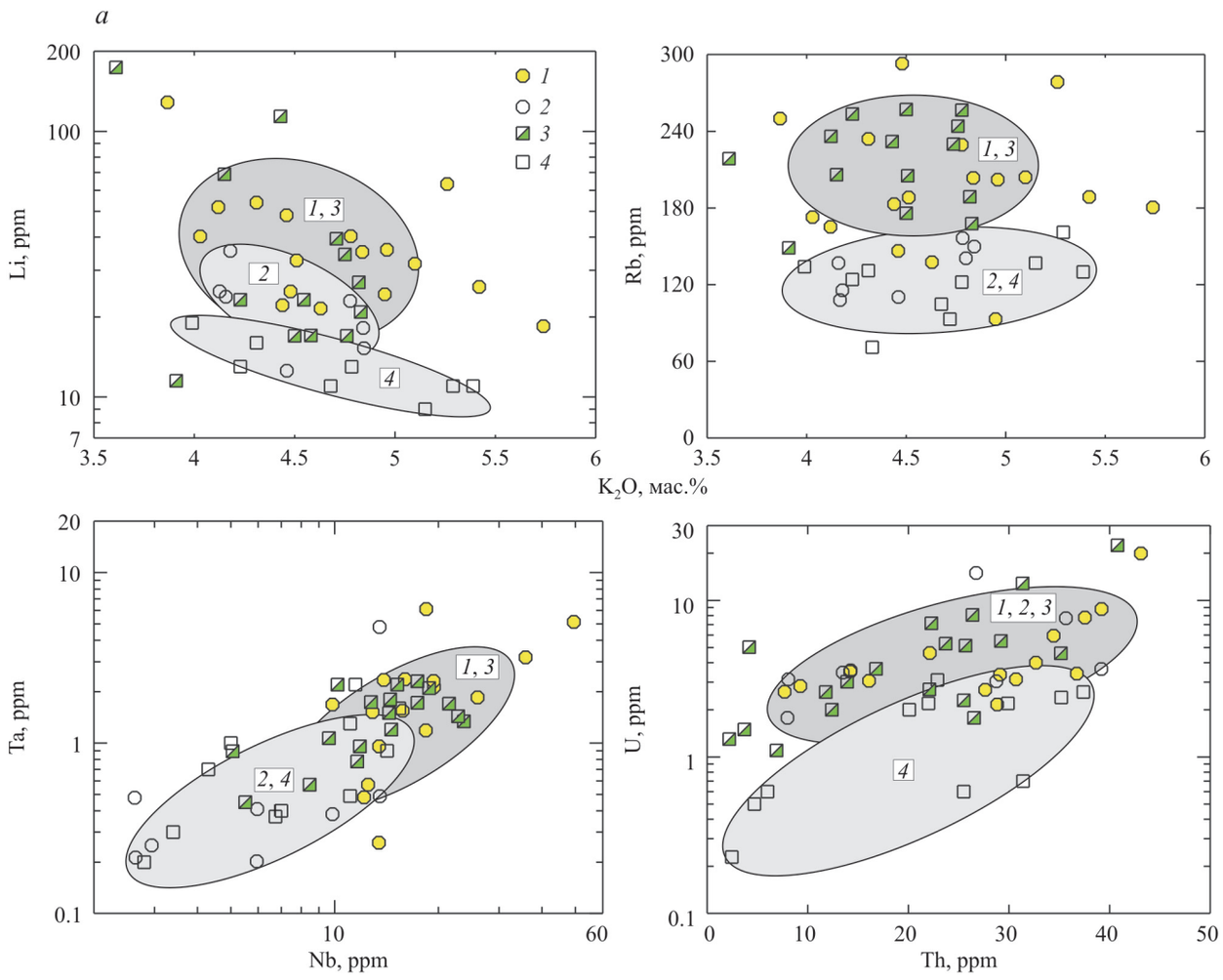


Рис. 6.10. Геохимические особенности гранитов юго-восточного (1, 2) и северо-западного (3, 4) мегаблоков, имеющих в качестве субстрата новообразованную палеозойскую кору (1, 3) и допалеозойский фундамент орогена (2, 4):
а – диаграммы Li–K_2O, Rb–K_2O, Ta–Nb, U–Th; *б* – диаграммы La/Yb, Rb/Sr, V, Zr/Hf–Fe/(Fe+Mg). Остальные пояснения см. в тексте

раст массива, определенный Ю.Л. Ронкиным, составляет около 265 млн лет, $^{87}Sr/^{86}Sr_{init}$ = 0.7058–0.7078 (Бушляков, Баженов, 1998). Вероятно, различие в 10–15 млн лет в возрасте Кисегачского и Мурзинского массивов отражает северо-восточную миграцию гранитного магматизма вследствие косой коллизии, предполагаемой многими уральскими геологами (Иванов, 1998; Язева, Бочкарев, 1998; Пучков, 2000). Скорость смещения при этом определяется равной 2.5–3 см/год.

Изотопная гетерогенность континентальных гранитов северо-западного мегаблока контрастирует с изотопной однородностью бедных радиогенным стронцием гранитов юго-восточного мегаблока. Определенные различия выявляются и по геохимии (рис. 6.10). Граниты групп 1 и 3, образованные за счет молодой палеозойской коры, обогащены большинством редких элементов по сравнению с гранитами групп 2 и 4 из соответствующих мегаблоков, имеющими субстратом допалеозойские толщи фундамента орогена. Граниты групп 1 и 3 обогащены Li, Rb, Nb, Ta, U (см. рис. 6.10, *а*), а также имеют более высокое содержание V, высокое значение отношения Rb/Sr и низкое – отношений La/Yb и Zr/Hf (рис. 6.10, *б*). Можно констатировать, что в том и другом мегаблоках закономерные геохимические различия (хотя и с большим перекрытием полей концентрации фигуративных точек) наблюдаются лишь между гранитами, имеющими разный субстрат в виде новообразованной палеозойской и древней коры из фундамента орогена.

ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В КОРЕ УРАЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Глава 7. НАДСУБДУКЦИОННЫЙ ВОДНЫЙ АНАТЕКСИС БАЗИТОВ (430–390 млн лет назад)

Декомпрессионное плавление амфиболовых габбро и производных от них амфиболитов – обычный процесс преобразования пород при их движении к поверхности либо в ходе интрузии, либо при тектоническом перемещении. Водный базитовый магматизм обычно связан с субдукцией, а производные от него роговообманковые габбро часто обнаруживают вещественное и структурное сходство с амфиболитами (Ферштатер и др., 2004). Именно интрузии роговообманковых габбро по механизму андерплейтинга наращивали мощность земной коры Урала в области активного надсубдукционного магматизма (Bea et al., 1997; Ферштатер, 2001). Породы во многих случаях подвержены частичному плавлению и по структурно-текстурным особенностям сходны с мигматитами. Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что мигматизация и обособление лейкократовых гранитоидных сегрегаций были обусловлены не наложенным процессом регионального или локального метаморфизма, а самой эволюцией богатого водой базитового расплава, в ходе которой возможна самопроизвольная мигматизация (Ферштатер и др., 1998, 2002; Selbekk et al., 2000).

В такой палеоокеанической структуре, как Уральский надсубдукционный ороген, появляется уникальная возможность изучить геологическими и петрологическими методами те превращения, которые происходят в зоне субдукции и над ней. Настоящая глава посвящена описанию анатексиса роговообманковых габбро, продуктов водного базитового магматизма начальных стадий развития подвижного пояса. Этот процесс обладает рядом особенностей по сравнению с анатексисом подобных габбро более поздних стадий развития, который рассмотрен в главе 8. Главное отличие заключается в том, что частичное плавление вследствие высокой температуры достигает 50–60% и продуктом анатексиса является не гранитоидный, а существенно плагиоклазовый мобилизат, не содержащий кварца.

ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС (430–415 млн лет)

Превосходные примеры такой мигматизации с обособлением анортозитового расплава, родоначального для лейкогаббро-анортозит-плагиогранитной (ЛАП) серии Платиноносного пояса Урала, описаны нами в Черноисточинском массиве, расположенном на южной окраине г. Н. Тагил (Эвгеосинклинальные…, 1984; Ферштатер и др., 1998), а в Норвегии такие же анатектические

анортозиты стали предметом диссертации Р. Селбекка (Selbekk, 2001). Породы ЛАП-серии образуют протяженную магматическую колонну, корневая мигматитовая зона которой была сформирована на глубине 20–25 км и обнажена в Черноисточинском массиве, а верхняя, представленная роями даек, была внедрена до глубины 5–10 км и вскрыта в ряде массивов, расположенных в 100–150 км севернее – Качканарском, Кытлымском, Кумбинском.

Возраст

Детально изучен цирконовый возраст субстрата (роговообманковое габбро к513) и продукта анатексиса (роговообманковый анортозит к501), а также интрузивных производных – гранитоидов Кытлымского массива (диорит к782 и плагиогранит к783) (табл. 7.1). Как и во всех габброидах Платиноносного пояса, в габбро к513 были зафиксированы три популяции циркона мезопротерозойского (1200–1600 млн лет), вендского (560–580 млн лет) и силурийского

Таблица 7.1

Изотопные характеристики циркона из габбрового протолита (к513) и пород ЛАП-серии

Номер зерна	U	Th	^{206}Pb	Отношения изотопов			Возраст, млн лет		
	ppm			^{207}Pb/^{206}Pb	^{206}Pb/^{238}U	^{207}Pb/^{235}U	^{207}Pb/^{206}Pb	^{206}Pb/^{238}U	^{207}Pb/^{235}U
Пр. к513, габбро									
21.1	65	29	4	0.05622	0.06963	0.53971	460.9±48.6	433.9±3.9	438.2±8.5
26.1	18	5	1	0.05125	0.07104	0.50199	252.1±115	442.4±5.1	413.1±17
12.1	216	158	17	0.0635	0.08977	0.786	725.1±25.8	554.2±2.6	588.9±6.1
23.1	662	84	35	0.05488	0.06106	0.4621	407.5±29	382.1±3	385.7±5
22.1	83	93	7	0.06077	0.09116	0.7638	631.1±48.8	562.4±6.4	576.2±11
16.1	209	99	16	0.05748	0.08848	0.7012	509.9±19.2	546.5±3.1	539.5±4.7
13.1	92	108	7	0.06007	0.08894	0.73667	606.1±8.4	549.3±6	560.5±5.4
2.1	61	24	4	0.05469	0.06802	0.51291	399.7±42.2	424.2±5.7	420.4±8.1
19.1	90	48	7	0.06082	0.08913	0.74739	632.9±36.8	550.4±4.5	566.7±8.4
8.1	47	31	3	0.05622	0.06932	0.5373	460.9±27.2	432.1±3.9	436.6±5.5
14.1	1109	312	61	0.05509	0.06345	0.48202	416.1±10.6	396.6±3.1	399.5±3.3
11.1	51	30	3	0.05656	0.07048	0.54964	474.5±46.2	439±5.6	444.8±9
4.1	74	67	4	0.056	0.06827	0.5272	452.5±66	425.8±4.7	429.9±11
3.1	71	65	4	0.05633	0.0672	0.52192	465.3±48.8	419.3±8.1	426.4±10
5.1	67	45	4	0.05485	0.06917	0.52305	405.9±16.2	431.1±5.2	427.2±5.3
25.1	60	36	5	0.05966	0.09138	0.75168	591.3±49.4	563.7±7.4	569.2±12
6.1	70	69	4	0.05606	0.0691	0.53414	454.7±66.8	430.8±5.8	434.6±12
20.1	158	123	12	0.06086	0.08997	0.755	634.3±23.8	555.4±2.2	571.1±5.3
7.1	45	36	3	0.05537	0.0711	0.54282	427.1±97.8	442.8±9.5	440.3±17
1.1	148	116	9	0.0558	0.06771	0.52093	444.5±29.8	422.3±5.6	425.8±6.8

Окончание табл. 7.1

Номер зерна	U	Th	^{206}Pb	Отношения изотопов			Возраст, млн лет		
	ppm			^{207}Pb/^{206}Pb	^{206}Pb/^{238}U	^{207}Pb/^{235}U	^{207}Pb/^{206}Pb	^{206}Pb/^{238}U	^{207}Pb/^{235}U
Пр. к782, диорит									
6.1	71	12	4	0.05729	0.06694	0.52877	502.9±31	417.7±5.6	431±7
19.1	583	400	33	0.05568	0.06525	0.50091	439.7±4	407.5±2.1	412.3±2.2
20.1	58	35	3	0.08837	0.07024	0.85586	1390±44.6	437.6±4.7	627.9±12
14.1	49	21	3	0.11225	0.07376	1.14153	1836±28.8	458.7±10	773.2±15
9.1	22	8	1	0.06683	0.06757	0.62254	832.3±45.8	421.5±15.7	491.4±17
12.1	111	42	7	0.05544	0.06795	0.51943	430.1±30.6	423.8±3.9	424.8±5.9
5.1	56	22	3	0.05299	0.069	0.50413	328.5±105	430.1±3.5	414.5±16
11.1	54	21	3	0.06534	0.06766	0.60959	785.5±50.8	422±8.4	483.3±12
15.1	231	346	13	0.0734	0.06683	0.67636	1025±35.2	417.1±3.2	524.6±7.9
13.1	45	23	3	0.10022	0.0699	0.96588	1628±12	435.5±5.4	686.3±7.4
2.1	86	51	5	0.05787	0.06656	0.53104	524.7±5.6	415.4±4	432.5±3.8
Пр. к783, плагиогранит									
31.1	60	9	3	0.05542	0.06639	0.5073	429.1±11.2	414.4±3.1	416.6±3.4
28.1	125	25	7	0.0549	0.06647	0.50314	408.1±15.2	414.8±2.1	413.8±3.2
29.1	63	10	4	0.05483	0.06625	0.50087	405.3±77.8	413.6±4.8	412.3±12
5.1	833	772	47	0.05535	0.06575	0.50184	426.5±11.6	410.5±1.3	412.9±2.4
24.1	216	82	13	0.05532	0.06737	0.51394	425.3±24.4	420.3±3.6	421.1±5
11.1	897	1632	52	0.05605	0.06649	0.51385	454.3±10.4	415±1.1	421±2.2
19.1	64	10	4	0.05602	0.06583	0.50848	453.1±60	411±3.6	417.4±9.7
27.1	117	22	7	0.05576	0.06651	0.51129	442.7±48.4	415.1±4.6	419.3±8.4
30.1	102	23	6	0.05367	0.06763	0.50042	357.1±35.8	421.8±2.9	412±6
6.1	1206	2771	68	0.05533	0.06534	0.49847	425.7±18.6	408±1.5	410.7±3.3
1.1	143	27	8	0.05477	0.0651	0.4916	402.7±18	406.6±2	406±3.4
26.1	191	52	11	0.05399	0.06535	0.48651	370.7±50	408.1±17	402.5±17
10.1	788	1441	45	0.05514	0.06602	0.5019	417.9±10.2	412.1±0.2	413±2
Пр. к501, анортозит									
1	40	13	3	0.05252	0.06744	0.48830	Не опр.	420.7±5.8	403.8±21
2	28	9	2	0.04969	0.06797	0.46570	–"–	423.9±4.8	388.2±24
3	29	11	2	0.04462	0.06478	0.39860	–"–	404.7±4.6	340.6±30
4	20	6	1	0.04634	0.06711	0.42880	–"–	418.7±4.8	362.3±32

Примечание. Пробы к513, к783 и к782 анализировались на ионном зонде SHRIMP-IIe/mc (лаборатория IBERSIMS, Университет г. Гранада, Испания; аналитики Ф. Беа и П. Монтеро), проба к501 – на ионном зонде Cameca IMS1270 (NORDSIM, Стокгольм, Швеция; аналитик Ф. Беа). Ошибки вычислены на 95%-м уровне значимости.

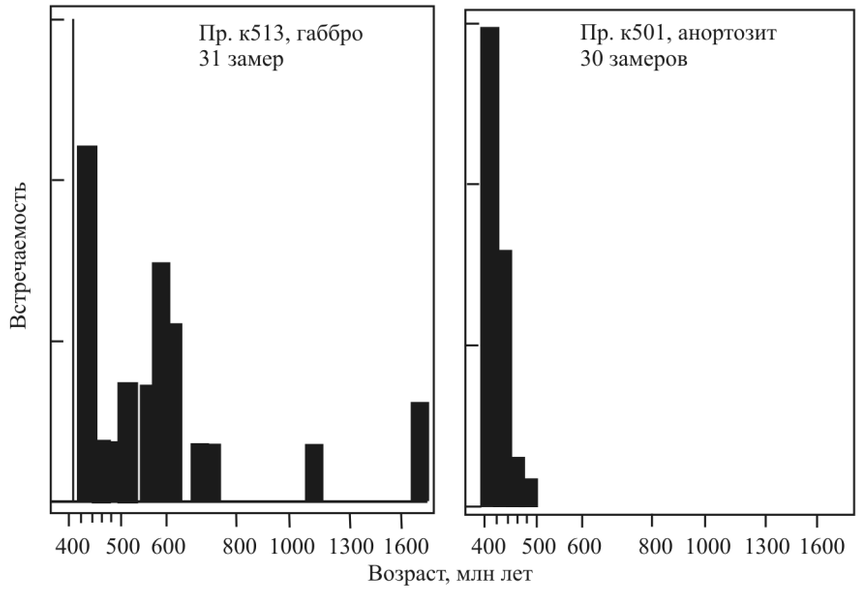


Рис. 7.1. Возраст цирконовых зерен из роговообманкового габбро к513 (протолита) и роговообманкового анортозита к501(продукта частичного плавления габбро к513), определенных методом LA ICP-MS (Университет г. Гранада, Испания) и на микрозонде Cameca (NORDSIM, Стокгольм)

(420–430 млн лет) возраста, что контрастирует с однородным по возрасту цирконом из роговообманкового анортозита к501, продукта частичного плавления габбро (рис. 7.1).

Две последние популяции габбровых цирконов представлены идиоморфными кристаллами с совершенными ограничениями магматического облика, различающимися формой: силурийские цирконы преимущественно изометричные, с хорошо проявленной секториальной зональностью, тогда как вендские цирконы отличаются удлиненным габитусом и зональностью, параллельной граням (рис. 7.2). Эти морфологические различия, несомненно, обусловлены разными источниками цирконов. Цирконы силурийского возраста кристаллизовались непосредственно из габбрового расплава, а вендские заимствованы из допалеозойского фундамента (см. главу 1). Их источником, судя по геохимическим особенностям циркона, по-видимому, были ортопороды базитового состава.

Ксеногенные мезопротерозойские цирконы часто имеют округлую форму со следами коррозии. Часть раздробленных и изогнутых кристаллов регенерирована.

В роговообманковом анортозите к501 большая часть цирконов обладает высоким идиоморфизмом, прозрачностью, четким зональным строением, т.е. представлена монотипом (возраст 422±11 млн лет; см. рис. 7.1, 7.2), характерным для большинства магматических пород (Краснобаев, 1986). Такие кристаллы отвечают этапу кристаллизации из анортозитового расплава. Примерно 5–7% зерен представляют собой реликтовые образования, возможно унасле-

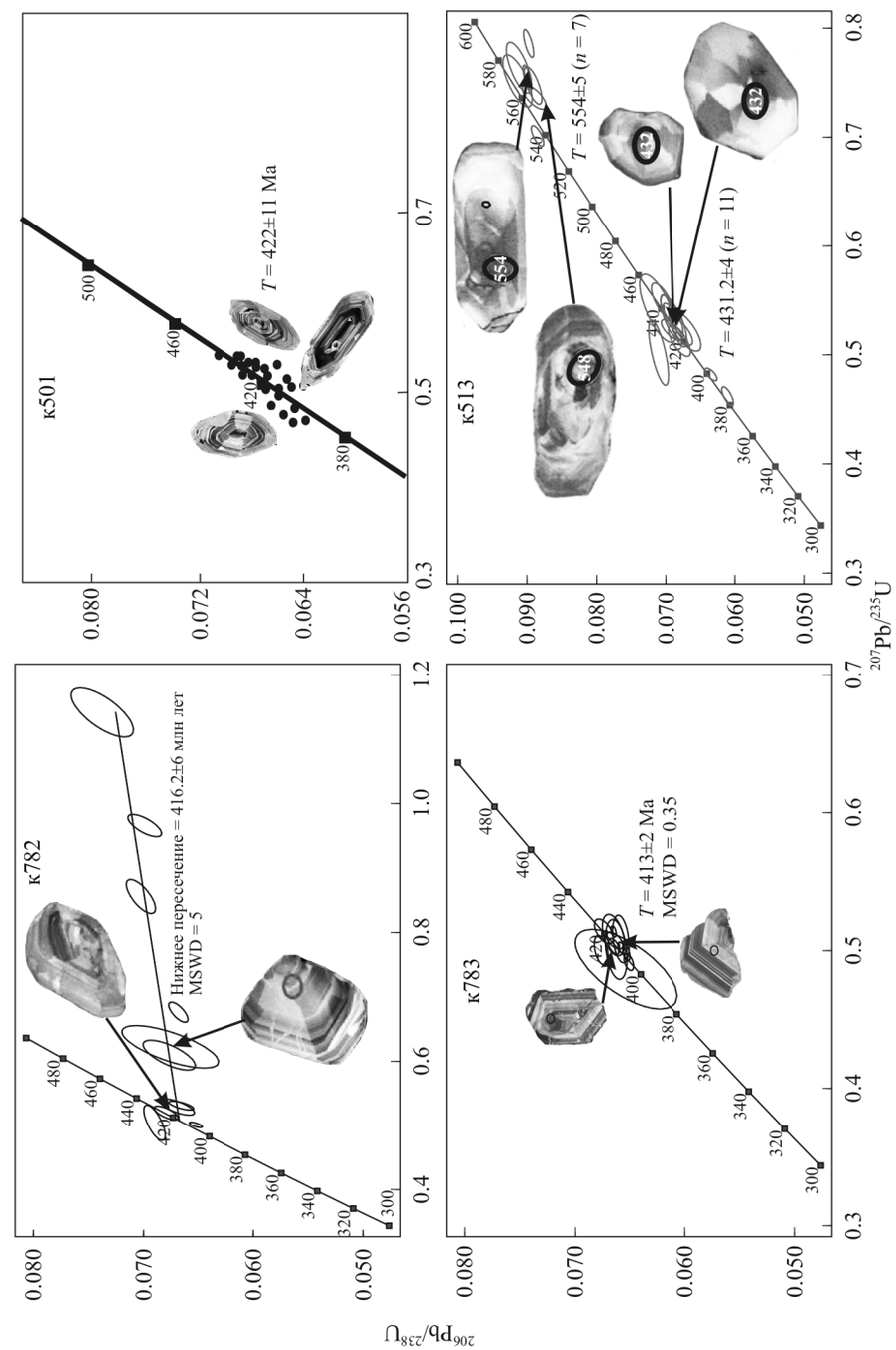


Рис. 7.2. Диаграмма $^{206}Pb/^{238}U$–$^{207}Pb/^{235}U$ с конкордией для цирконов из габбро к513 (протолита ЛАП-серии), Hbl-анортозита (продукта частичного плавления габбро к513), представляющих корневую мигматитовую зону Черноисточинского массива, и даек лейкодиоритов к783 и плагиогранита к782 в пироксенитах Кытлымского массива.

Исходные данные см. в табл. 7.1. Длинная ось эллипсов, обозначающих положение анализированных точек на катодолюминесцентных изображениях зерен циркона, составляет 30 мкм

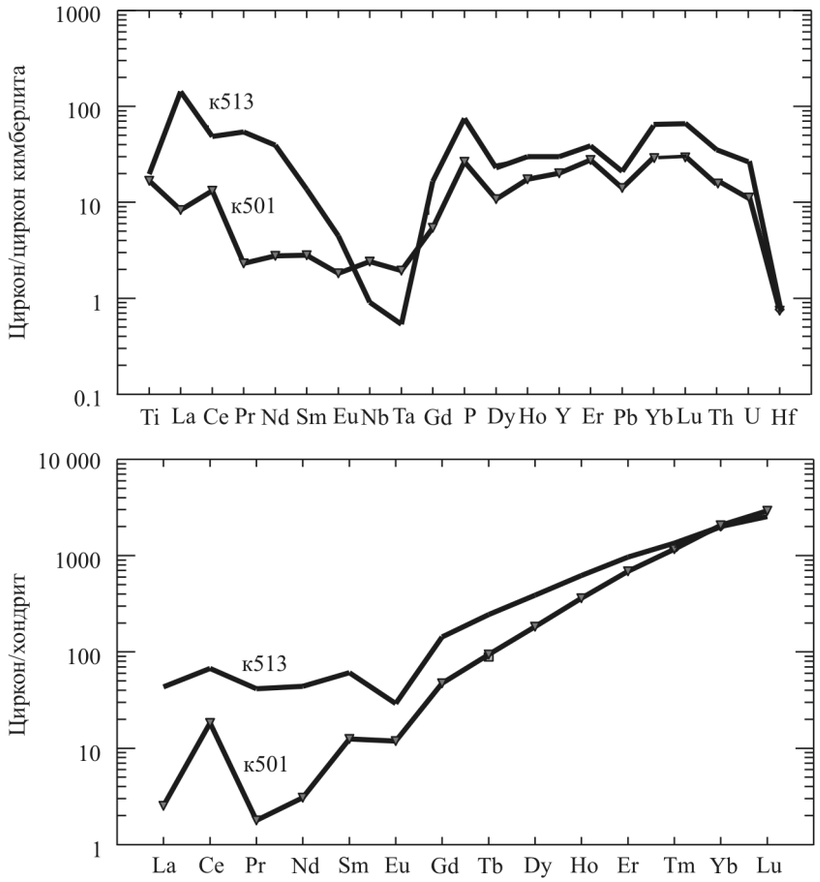


Рис. 7.3. Распределение редких элементов и титана в цирконе из Hbl-габбро к513 и Hbl-анортозита к501.
Циркон из кимберлита (Belousova et al., 1998)

дованные от субстрата, каковым является габбро к513. Для них свойственны замутненность, повышенная метамиктность. Цирконы анортозита характеризуются устойчивым и низким содержанием Pb, U, Th, P, чем отличаются от цирконов из габбро к513, которые имеют более высокие содержания этих элементов и гораздо больший разброс их содержаний. Возрастная близость магматического циркона из габбро и анортозита – важное свидетельство близости времени кристаллизации габбро и продукта его частичного плавления. Сравнение состава цирконов из габбро (протолита) и продукта кристаллизации исходного анатектического расплава (анортозита) свидетельствует об обедненности циркона анортозита большинством редких элементов по сравнению с цирконом протолита (рис. 7.3), что хорошо согласуется с содержанием этих же элементов в самих габброидах и анортозитах.

Отсутствие в роговообманковых анортозитах древних ксеногенных цирконов можно объяснить генерацией этих пород выше палеофундамента, ко-

торый в то время залегал на глубине более 25–30 км. Подобное заключение согласуется с оценкой *P–T*-параметров анатексиса: 800–850 °С при давлении 7–8 кбар. Максимальная глубина залегания фундамента, по-видимому, не превышала 45 км. Об этом можно судить по условиям обособления магмы габброидов Платиноносного пояса, отвечающей по составу двупироксен-плагиоклазовой котектике при давлении около 15 кбар (Ферштатер, 1987). Судя по результатам изучения цирконов, эта магма была генерирована ниже фундамента, при прохождении через который ею и были заимствованы древние цирконы.

То же самое относится к цирконам из пород интрузивных фаций ЛАП-серии, представленных дайками лейкодиоритов и плагиогранитов в Кытлымском массиве. Цирконы в этих породах имеют типичный магматический облик и образуют монохронную популяцию возрастом 413 и 416 млн лет (см. рис. 7.2).

Полученные данные свидетельствуют о том, что формирование протолита (роговообманкового габбро), продукта его частичного плавления – первичного анатектического расплава (роговообманковых лейкогаббро или анортозита) – и внедренных на гипабиссальный уровень в разной степени дифференцированных порций этого расплава (жильного роговообманкового плагиогранита или роговообманкового лейкодиорита) разделено во времени промежутками 5–8 млн лет. Нельзя, конечно, исключать, что по мере накопления данных разрыв во времени между отмеченными событиями в формировании рассматриваемой серии пород будет сокращаться или размываться.

Нижние части магматической колонны ЛАП-серии: мигматиты Черноисточинского массива

Геологическое положение и строение массива. Массив расположен в 10 км к югу от г. Н. Тагила в восточной части крупного существенно габбрового Тагило-Баранчинского массива (см. рис. 1.1). Преобладающий тип пород в Тагило-Баранчинском массиве – среднезернистые амфибол-клинопироксеновые габбро с соссюритизированным плагиоклазом, часто с биотитом, которые по химическому составу подобны двупироксеновым габбро Кытлымского массива, типичным для ППУ. В этих габброидах отмечаются блоки размером первые сотни метров, сложенные расслоенной серией верлит(дунит)-оливиновый клинопироксенит – оливиновое анортитовое габбро.

С запада и востока Тагило-Баранчинского массив ограничен меридиональными зонами обильных даек мелкозернистых амфиболовых габбро МАГ-серии (см. главу 1), которые в западной части залегают преимущественно среди метаморфизованных базитов, а на востоке прорывают гипабиссальные верлиты и родингитизированные оливиновые габбро. И в западной и в восточной зонах мелкозернистые жильные габбро по природе и составу сходны с параллельными диабазовыми дайками спрединговых зон и являются более молодыми, чем габброиды Тагило-Баранчинского массива.

Собственно Черноисточинский массив, обнажающийся на берегах Черноисточинского пруда и его островах, сложен роговообманковыми габбро и прорывающими их роговообманковыми анортозитами (рис. 7.4). Последние концентрируются преимущественно в западной части массива, где вместе с

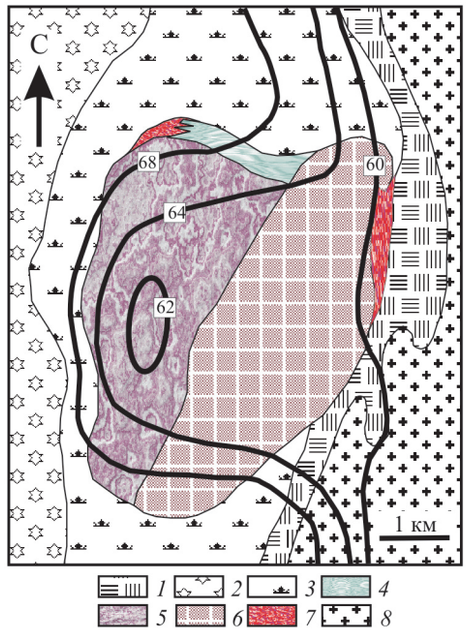


Рис. 7.4. Схематическая геологическая карта Черноисточинского массива (составлена Г.Б. Ферштатером и Л.В. Малаховой):
1 – верлиты и оливиновые габбро; *2*, *3* – габбро Тагило-Баранчинского массива: *2* – соссюритовые, *3* – роговообманковые; *4–7* – породы Черноисточинского массива: *4* – мигматиты, *5* – роговообманковые анортозиты, *6* – габбровые брекчии с анортозитовым цементом, *7* – кварцевые анортозиты и плагиограниты; *8* – породы габбро-гранитоидной серии Тагильской вулканогенной зоны.
Жирные линии – изолинии гравиметрового поля в редукции Буге и его интенсивность, млг

ассоциированными плагиогранитами образуют в габброидах многофазные интрузивные тела: ранние фазы, отвечающие исходному расплаву, представлены роговообманковыми лейкогаббро или лейкодиоритами, а поздние фазы – роговообманковыми плагиогранитами. Восточная часть массива сложена габбровыми брекчиями с цементом разнообразных пород ЛАП-серии. В доступных наблюдению частях массива габброиды составляют 50–90% общей площади. На северном берегу пруда обнажена зона мигматитов, в которой можно наблюдать анатексис роговообманковых габброидов с образованием анортозитового мобилизата и горнблендитового рестита.

Над Черноисточинским массивом отмечается отрицательная аномалия силы тяжести интенсивностью 5–7 млг, что, по оценке Е.М. Ананьевой (уст. сообщ.), соответствует распространению анортозитов с такой же интенсивностью развития, как на поверхности, до глубины примерно 3 км. Судя по гравиметрическому полю, наибольшая концентрация анортозитового материала отмечается в западной части массива, где они образуют и наиболее крупные тела.

Габброиды Черноисточинского массива представлены клинопироксен-роговообманковыми и роговообманковыми среднезернистыми габбро с плагиоклазом $An_{40–50}$, которые по химическому составу и геохимическим особенностям сходны с упомянутыми выше двупироксеновыми габбро Кытлымского массива, а также с главной массой габброидов Тагило-Баранчинского массива. Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что пироксеновые габброиды, в том числе амфиболизированные, предшествуют роговообманковым. В породах отмечаются жилы мелкозернистого роговообманкового габбро, деформированные вместе со вмещающими среднезернистыми габбро. Все деформации являются пластичными, породы обладают изотропной габбровой структурой. По химическому составу габброиды соответствуют котектике ортопироксен-клинопироксен-плагиоклаз при давлении около 12–13 кбар (Ферштатер, 1987), а их минеральные парагенезисы, судя по роговообманково-плагиоклазовому барометру, – давлению 5–6 кбар. Тем самым определяется уровень генерации магмы (35–40 км) и уровень ее кристаллизации (16–20 км).

Плагиоклаз в породах образует ксеноморфные зерна разного размера со сложной внутренней структурой, характерной для магматических пород. В крупных зернах иногда наблюдаются ядра с резкими, «проработанными» краями. Такие ядра и вообще центральные части плагиоклазов иногда соссюритизированы. Другие виды зональности, наиболее свойственные для рассматриваемого габбро, следующие: плавная – с андезин-лабрадором $An_{47–55}$ в центральной части и $An_{31–35}$ в краевых; пятнистая, сложная, когда на плавную или слабо выраженную ритмичную зональность накладываются пики или зубцы более основного состава, что свидетельствует о сложной магматической конвекции. Плагиоклаз характеризуется разнообразными, в том числе сложными, двойниками. В плагиоклазе ярче, чем в других минералах, проявлены процессы деформации: зубчатые ограничения, следы грануляции, механические двойники.

Роговая обманка имеет идиоморфные и ксеноморфные очертания, возможно отчасти обусловленные деформацией. По химическому составу это низкотитанистая умеренно глиноземистая обыкновенная роговая обманка, равновесная с описанным выше плагиоклазом при давлении 4–5 кбар.

Магнетит образует обильные ксеноморфные зерна, приуроченные к роговой обманке. Он представлен низкотитанистой разновидностью, которая образовалась в результате окисления амфибола (Эвгеосинклинальные…, 1984). Апатит отличается низким содержанием фтора и хлора (Бушляков, Холоднов, 1986).

По химическому составу габброиды Черноисточинского массива близки к высокоглиноземистым базальтам (табл. 7.2). От вмещающих габброидов Тагило-Баранчинского массива и пород дайковой серии они отличаются отсутствием низкотемпературных преобразований. Это единственные базиты, в которых плагиоклаз не соссюритизирован.

Геология лейкогаббро-анортозит-плагиогранитной серии. Породы ЛАП-серии представлены штокверком разных по форме и размеру тел в габброидах. Формирование пород происходило в строгой гомодромной последовательности и в отдельных телах удается наблюдать до четырех фаз внедрений, каждая последующая из которых отличается большей лейкократовостью (Эвгеосинклинальные…, 1984). Обычно колебания составов пород в пределах одного тела или группы сближенных тел не очень велики и по содержанию кремнезема составляют не более 10%, по содержанию роговой обманки – не более 10–15%. Породы в большинстве случаев имеют гнейсовидную текстуру, которая сочетается с линейностью. Во всех породах направление линейности примерно одинаковое: простирание 130–150°, падение пологое на запад. Относительно гнейсовидности укажем, что каждая последующая фаза внедрения рассекает гнейсовидность предыдущей породы, и сама, в свою очередь, часто имеет гнейсовидную структуру. Гнейсовидность всегда как бы обтекает габбровые ксенолиты и следует параллельно контактам жил. Эти наблюдения показывают, что гнейсовидность возникла при пластическом состоянии пород и связана в первую очередь с движением расплава (рис. 7.5).

В апикальной части массива, в эруптивных брекчиях, где проявлены хрупкие деформации, гнейсовидность отсутствует. От остальных пород ЛАП-серии брекчии отличаются большим количеством обломков-ксенолитов. В виде обломков остроугольной и округлой формы размером от нескольких милли-

Таблица 7.2

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в габбро Черноисточинского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	46.76	48.19	48.40	46.84	46.33	46.35	Nb	1.51	1.06	1.32	3.46	2.41	0.95
TiO_2	0.79	0.92	0.85	0.90	1.07	1.09	Ta	0.11	0.54	0.06	1.20	0.15	0.07
Al_2O_3	12.98	19.15	15.86	20.69	16.56	17.14	Zr	20.06	9.17	622.82	13.05	12.30	6.11
Fe_2O_3	6.18	4.45	3.00	4.20	5.72	4.87	Hf	0.70	0.74	1.62	1.11	0.48	0.27
FeO	6.46	6.42	5.98	6.12	7.53	7.67	Mo	0.08	1.50	1.80	3.98	0.03	0.04
MnO	0.24	0.23	0.21	0.19	0.22	0.21	Sn	2.40	0.64	1.50	1.16	2.24	2.32
MgO	8.03	5.38	8.00	4.79	5.00	5.11	Pb	3.18	0.01	0.01	0.01	3.52	3.46
CaO	11.96	11.00	12.26	11.84	10.59	11.72	U	0.02	0.05	0.09	0.08	0.06	0.01
Na_2O	3.08	2.96	3.15	1.59	3.08	3.10	Th	0.05	0.01	0.06	0.07	0.15	0.03
K_2O	0.12	0.16	0.13	0.13	0.14	0.12	La	4.33	4.76	2.48	6.12	6.52	2.74
P_2O_5	0.07	0.20	0.62	0.20	0.23	0.22	Ce	12.69	12.14	7.79	16.80	17.39	6.61
Li	2.44	0.01	0.01	11.97	1.88	1.83	Pr	2.14	1.86	1.32	2.54	2.79	1.04
Rb	0.63	0.33	0.58	2.45	0.26	0.24	Nd	10.31	9.87	7.16	13.14	13.33	5.01
Sr	493	580	590	555	579	1366	Sm	2.81	2.80	2.25	3.17	3.70	1.23
Ba	64.24	63.88	66.46	55.21	81.13	109.57	Eu	1.10	1.32	0.79	1.36	1.61	0.73
Sc	67.40	49.22	69.16	90.73	50.70	9.09	Gd	3.08	3.18	2.62	3.95	4.00	1.30
V	362	3811	351	231	486	145	Tb	0.52	0.38	0.42	0.55	0.66	0.19
Cr	72.29	50.42	263.19	35.19	22.71	2.85	Dy	3.60	2.84	2.54	3.76	4.41	1.11
Co	46.38	33.51	36.67	34.84	38.34	8.03	Ho	0.79	0.57	0.51	0.73	0.96	0.23
Ni	29.25	17.23	41.51	23.10	15.30	2.47	Er	2.14	1.73	1.40	2.11	2.57	0.62
Cu	78.16	61.68	26.18	93.98	85.26	54.03	Tm	0.33	0.26	0.21	0.28	0.41	0.09
Zn	112.3	99.6	103.1	90.6	112.0	45.5	Yb	2.19	1.66	1.26	2.21	2.53	0.53
Ga	16.09	20.19	15.24	19.42	20.10	23.20	Lu	0.31	0.25	0.16	0.30	0.36	0.08
Y	21.83	12.79	10.90	16.02	25.63	6.31							

Примечание. 1 – Cpx–**Hbl-габбро tg571; 2–4 – Hbl-габбро tg120, tg34a, tg95a соответственно; 5, 6 – габбро со следами** частичного плавления **tg564, tg566 соответственно.**

метров до первых метров отмечаются все типы пород, известных в Черноисточинском массиве и его окружении. Полосчатость и гнейсовидность габбро в разных обломках ориентированы по-разному (см. рис. 7.5), что указывает на их взаимное перемещение в анортозитовом расплаве.

Влияние анортозитового расплава на минеральный парагенезис обломков невелико и сказывается, прежде всего, на минералах, которые резко неравновесны с этим расплавом. В частности, в обломках соссюритизированных габброидов за счет ксеногенного хромшпинелида и первично-магматического ильменита образуются такие необычные минералы, как богатые хромом рутил и сфен (до 20% Cr_2O_3 в том и другом минерале), обнаруженные с помощью

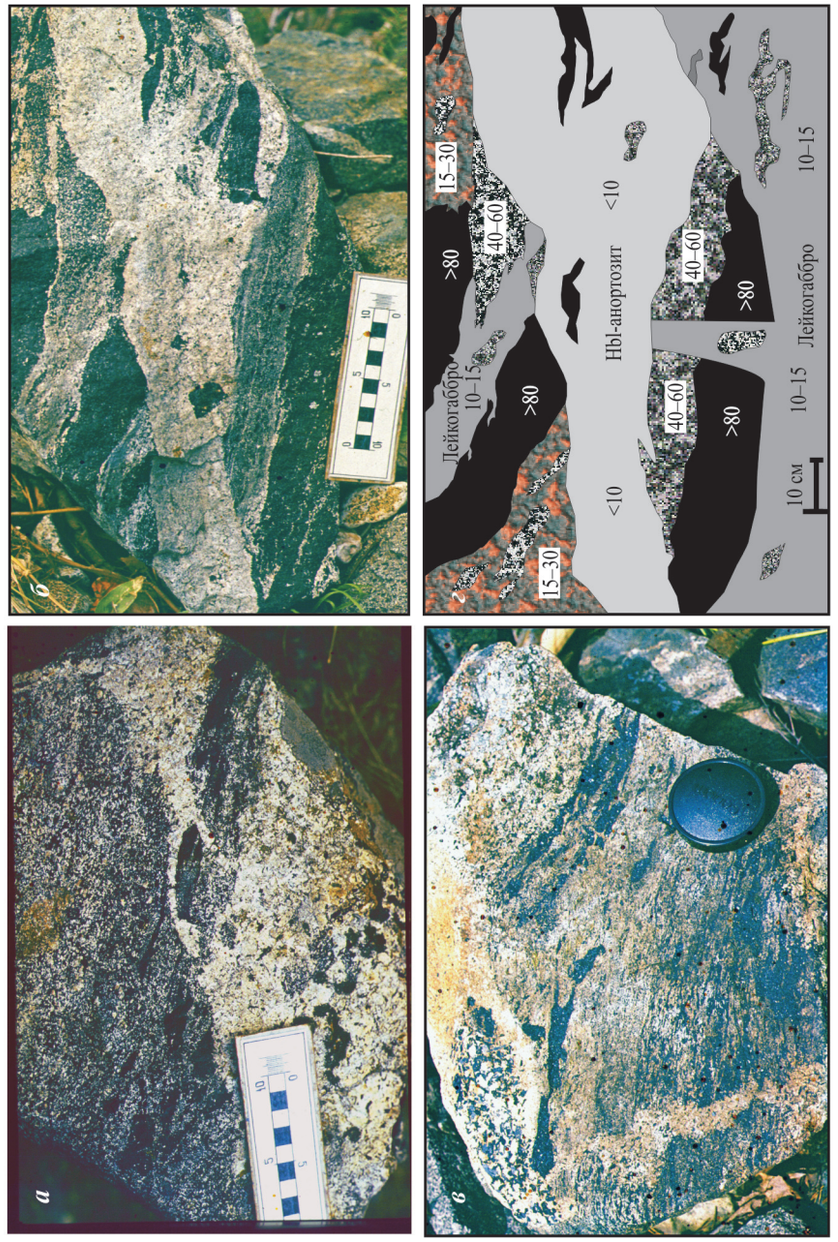


Рис. 7.5. Фото мигматизированных габбро (северный берег Черноисточинского пруда) (*а–в*) и зарисовка фрагмента обнажения, сложенного мигматизированным лейкогаббро с жилами **Hbl-анортозита и Hbl-реститами** (*г*):

а – слабо мигматизированное **Hbl-габбро с Hbl-реститами** (*темное*), прорванное жилой Hbl-анортозита; *б* – жилы Hbl-анортозита в мигматизированном габбро; *в* – сильно мигматизированное Hbl-габбро, в котором обособляется расплав Hbl-анортозита, образующий секущие жилы; **на фрагменте** *г* светлое – жилы Hbl-анортозита, темное – Hbl-реститы; цифры обозначают содержание роговой обманки

электронного сканирующего микроскопа DSM-950 в лаборатории Университета г. Гранада (Испания).

Мигматиты. В северной части массива развиты мигматиты, субстрат которых сложен средне- и мелкозернистым (жильным) габбро, лейкосома – среднезернистыми роговообманковыми анортозитами, а рестит – горнблендитами (см. рис. 7.5). Количество роговой обманки и содержание анортитового минала в плагиоклазе от габбрового протолита до конечного дифференциата (плагиогранита и гранита) уменьшаются соответственно от 50–60 до 2–5 и от 45–50 до 20–30% An соответственно. Содержание роговой обманки – простой и надежный способ оценки степени частичного плавления и дифференциации непосредственно в поле (см. рис. 7.5, *г*).

Большая часть габбро имеет пятнистую текстуру вследствие того, что в них сохраняются горнблендитовые реститы, кумулятивные скопления ранних фаз кристаллизации и обособления анортозитового расплава. В результате породы имеют мигматитовый облик (рис. 7.5, *а*). По минеральному и валовому химическому составу такие породы близки к однородным габбро. Эти особенности позволяют интерпретировать пятнистую текстуру габброидов как результат начальных стадий плавления, на которых возникающий расплав еще не может отделиться от источника и законсервирован в нем. Отделившийся от протолита анортозитовый расплав образует жилообразные обособления с резкими и расплывчатыми ограничениями (см. рис. 7.5, *а–в*).

Продукты кристаллизации расплава, исходного для ЛАП-серии и отвечающего максимальной степени плавления габброидного субстрата, представлены лейкогаббро (табл. 7.3), которые образуют как жилы в мезократовых разностях (см. рис. 7.5, *а*), так и крупные (до нескольких сотен метров) тела. Они лишь ненамного более меланократовые, чем типичные анортозиты, и на всех диаграммах занимают с ними единые поля, резко обособленные от габброидов (рис. 7.6–7.8). Реститовый материал в зоне мигматитов – это обычно маломощные тела мономинеральных или плагиоклазсодержащих горнблендитов, образующих включения в анортозитах, каймы, окружающие ксенолиты габбро, а также прослои и жилообразные участки в габбро и анортозитах.

Роговая обманка в реститах имеет повышенное содержание элементов, накапливающихся в твердых фазах, таких как Cr, Ni, а также РЗЭ (рис. 7.9, табл. 7.4), в отличие от роговой обманки, которая кристаллизовалась из анатектического анортозитового расплава. Этот факт является важным подтверждением реальности модели частичного плавления для генезиса анортозитовой магмы.

Состав пород анортозит-плагиогранитной серии. ЛАП-серия представлена строго гомодромной последовательностью пород от лейкогаббро до плагиогранита (см. табл. 7.3). Единственный мафический минерал в породах – роговая обманка, состав которой приведен в табл. 7.4. Рудные минералы – магнетит и ильменит, акцессорные – апатит, изредка в виде включений в плагиоклазе барит. Состав плагиоклаза строго коррелирует с количеством роговой обманки, изменяясь от $An_{55–50}$ в лейкогаббро до $An_{30–35}$ в плагиогранитах. Одновременно в этом ряду пород уменьшается содержание глинозема в роговой обманке. Очень характерна и своеобразна геохимия пород. На фоне высокого содержания Sr все породы отличаются крайне низким содержанием всех литофильных редких элементов, которое к тому же еще и уменьшается в ходе

Таблица 7.3

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в породах ЛАП-серии Черноисточинского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	53.39	53.02	51.20	51.79	52.59	53.81	53.75	55.24	55.30	65.94	73.67	72.10	44.60
TiO_2	0.71	0.66	0.74	0.30	0.33	0.52	0.68	0.74	0.12	0.20	0.13	0.18	1.06
Al_2O_3	21.69	23.16	21.65	24.90	24.80	24.24	25.01	21.83	24.81	18.59	14.19	15.25	8.60
Fe_2O_3	3.22	2.91	3.06	2.57	0.20	2.80	2.57	2.82	1.37	0.99	0.56	0.31	9.05
FeO	3.84	3.88	5.33	1.79	5.18	1.44	1.08	2.93	0.72	1.53	2.04	1.39	11.45
MnO	0.09	0.09	0.12	0.06	0.08	0.06	0.06	0.07	0.04	0.03	0.03	0.03	0.38
MgO	2.08	1.85	2.50	2.01	1.74	1.59	1.59	1.42	1.30	0.70	0.28	0.60	9.75
CaO	8.58	8.26	9.06	9.25	8.65	8.21	8.32	7.55	7.95	6.08	4.28	4.92	10.96
Na_2O	4.65	4.97	4.47	3.90	5.32	6.16	5.32	5.00	5.88	4.78	3.78	3.89	1.42
K_2O	0.12	0.14	0.16	0.09	0.10	0.11	0.10	0.16	0.09	0.08	0.08	0.16	0.18
P_2O_5	0.24	0.26	0.22	0.20	0.21	0.18	0.11	0.17	0.07	0.08	0.04	0.07	0.10
Li	2.28	2.37	0.66	3.20	1.33	2.51	1.08	0.01	2.25	0.01	0	0	2.10
Rb	0.45	0.31	0.20	0.06	0.13	0.22	0.11	0.16	0.31	0.13	0.04	0.21	1.13
Cs	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.17	0.01	0.03	0.01	0.02	0	0.03	0.03
Be	1.01	0.98	1.37	1.06	0.90	0.93	0.93	1.21	0.91	1.13	0.92	1.07	0.68
Sr	1228	1515	914	1430	1340	1206	1383	805	1365	1258	762	580	215
Ba	122.7	125.9	90.0	154.8	160.7	193.0	194.1	145.9	279.2	87.5	102.8	152.4	70.8
Sc	8.11	9.61	16.20	11.33	10.29	10.07	7.10	9.61	8.02	8.56	4.58	7.32	65.71
V	207.1	155.1	143.6	138.1	201.0	168.6	135.1	204.1	51.3	65.6	26.3	22.8	390.2
Cr	1.96	9.18	86.17	3.67	2.00	0.96	3.22	3.38	5.03	40.60	82.91	2.54	137.7
Co	9.61	8.43	10.60	11.35	10.88	8.29	8.13	10.19	5.98	4.76	3.42	4.03	54.37
Ni	3.83	3.84	49.92	5.74	3.08	3.95	5.38	0.01	5.70	51.36	77.56	0	85.15
Cu	40.54	49.07	73.45	194.77	122.41	16.55	61.71	92.58	61.85	58.05	25.71	23.91	79.57
Zn	78.01	56.73	40.96	40.94	48.10	41.69	36.31	37.86	20.15	6.04	3.77	8.81	171,3
Ga	24.30	24.52	20.06	21.72	22.08	22.06	20.84	20.61	19.74	14.80	10.58	10.12	19.56
Y	15.04	7.72	6.36	5.51	5.38	5.91	3.39	3.91	4.26	1.46	0.79	1.46	47.17
Nb	3.42	1.36	1.72	0.54	0.54	0.91	1.14	1.18	0.23	0.21	0.21	0.38	3.24
Ta	0.27	0.09	0.62	0.06	0.06	0.11	0.06	0.39	0.04	0.28	0.26	0.22	0.18
Zr	6.03	7.09	5.23	6.07	5.19	6.38	4.73	4.56	6.12	1.56	0.30	1.15	34.43
Hf	0.26	0.23	0.47	0.23	0.23	0.24	0.20	0.35	0.27	0.14	0.04	0.16	1.50
Mo	0.02	0.04	7.18	0.05	0.02	0.03	0.03	0.81	0.08	7.43	10.70	0.71	0.01
Sn	2.30	2.29	1.07	2.09	2.11	2.11	2.14	0.64	2.20	0.89	0.01	0.01	3.04
U	0.02	0.04	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0	0	0.03	0.02
Th	0.08	0.07	0.01	0.03	0.02	0.05	0.02	0.01	0.06	0.01	0	0	0.07

Окончание табл. 7.3

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
La	5.35	3.21	3.47	2.37	2.15	2.34	1.52	1.82	1.70	0.72	0.62	1.24	6.54
Ce	19.57	8.95	7.68	5.08	5.23	5.52	3.39	5.13	3.13	1.71	1.15	2.85	27.90
Pr	3.35	1.49	1.26	0.81	0.82	0.89	0.50	0.72	0.48	0.23	0.15	0.31	5.51
Nd	16.98	7.05	6.38	3.78	3.81	4.28	2.21	4.30	2.08	1.16	0.67	1.71	27.04
Sm	4.24	1.78	1.56	1.04	0.96	1.13	0.60	1.20	0.54	0.33	0.14	0.38	7.31
Eu	1.39	0.89	0.75	0.56	0.60	0.58	0.43	0.51	0.36	0.23	0.14	0.21	2.47
Gd	3.88	1.72	1.65	1.05	1.02	1.15	0.59	1.21	0.58	0.36	0.15	0.40	7.44
Tb	0.52	0.25	0.26	0.16	0.15	0.16	0.09	0.17	0.10	0.05	0.02	0.07	1.16
Dy	3.01	1.31	1.58	0.98	0.93	1.10	0.58	0.93	0.62	0.30	0.15	0.32	8.05
Ho	0.60	0.29	0.32	0.20	0.20	0.22	0.13	0.19	0.13	0.07	0.03	0.08	1.72
Er	1.51	0.79	0.84	0.56	0.54	0.61	0.34	0.50	0.41	0.16	0.08	0.19	4.81
Tm	0.21	0.11	0.12	0.08	0.08	0.10	0.05	0.07	0.06	0.02	0.01	0.03	0.75
Yb	1.21	0.67	0.80	0.49	0.47	0.53	0.34	0.48	0.36	0.15	0.08	0.19	4.84
Lu	0.15	0.09	0.11	0.07	0.07	0.08	0.05	0.06	0.05	0.02	0.01	0.02	0.68

Примечание. 1, 2 – Hbl-лейкогаббро **tg561, tg562 соответственно; 3–9 Hbl-анортозит tg103, tg574, tg576, tg580,** tg575, **tg123, tg573 соответственно; 10 – кварцевый Hbl-анортозит tg117; 11, 12 – плагиогранит tg115, tg119 соответственно;** 13 – Hbl-рестит **tg569**.

магматической эволюции от лейкогаббро к плагиограниту. На диаграммах рис. 7.6, 7.7 они образуют единый тренд, на котором лейкогаббро располагается в области, обогащенной редкими элементами, а плагиограниты – в области их минимальных концентраций. В этом смысле показательно поведение РЗЭ. Тренды распределения РЗЭ во всех породах ЛАП-серии сходны, к плагиогранитам лишь уменьшается концентрация РЗЭ (см. рис. 7.8). Породы имеют положительную Eu-аномалию, которая увеличивается к более кислым членам серии (см. рис. 7.7).

Такое поведение редких элементов обусловлено особенностями фракционирования, обеспечивающего дифференциацию от лейкогаббро до плагиогранита. Большая часть РЗЭ содержится в роговой обманке (рис. 7.10, см. табл. 7.4), и ее фракционирование уменьшает концентрацию РЗЭ в каждой последующей порции расплава. Все роговые обманки рассматриваемых пород имеют характерные серповидные тренды распределения нормированных значений РЗЭ. Содержание РЗЭ в роговой обманке уменьшается в ходе магматической эволюции.

Геохимия анатексиса. Достаточно надежные геологические данные о роли тех или иных пород в анатексисе позволяют рассмотреть геохимические особенности процесса, оперируя такими понятиями, как субстрат (роговообманковое габбро), анатектический расплав (лейкогаббро) и рестит (горнблендит).

Прежде всего, обращает на себя внимание резкое падение концентрации в анатектическом расплаве такого некогерентного элемента, как Rb (и рост значения K/Rb-отношения), по сравнению с источником расплава – габбро (см.

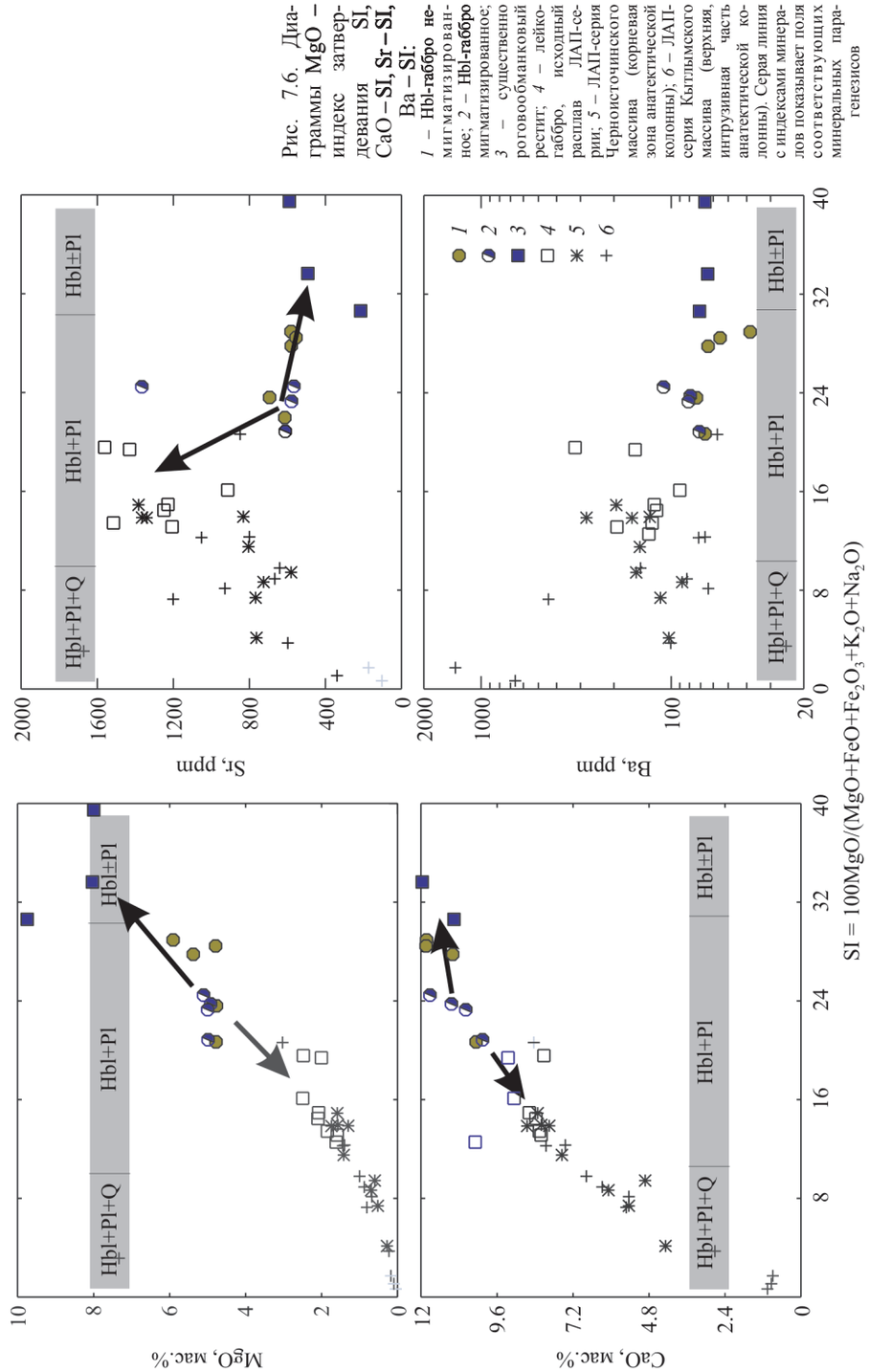


Рис. 7.6. Диаграммы MgO – индекс затвердевания SI, CaO – SI, Sr – SI, Ba – SI:
1 – **Hbl-габбро не**мигматизированное, *2* – **Hbl-габбро** мигматизированное: *3* – существенно роговообманковый рестит; *4* – лейкогаббро, исходный расплав ЛАП-серии; *5* – ЛАП-серия Черноисточинского массива (корневая зона анатектической колонны); *6* – ЛАП-серия Кытлымского массива (верхняя, интрузивная часть анатектической колонны). Серая линия с индексами минералов показывает поля соответствующих минеральных парагенезисов

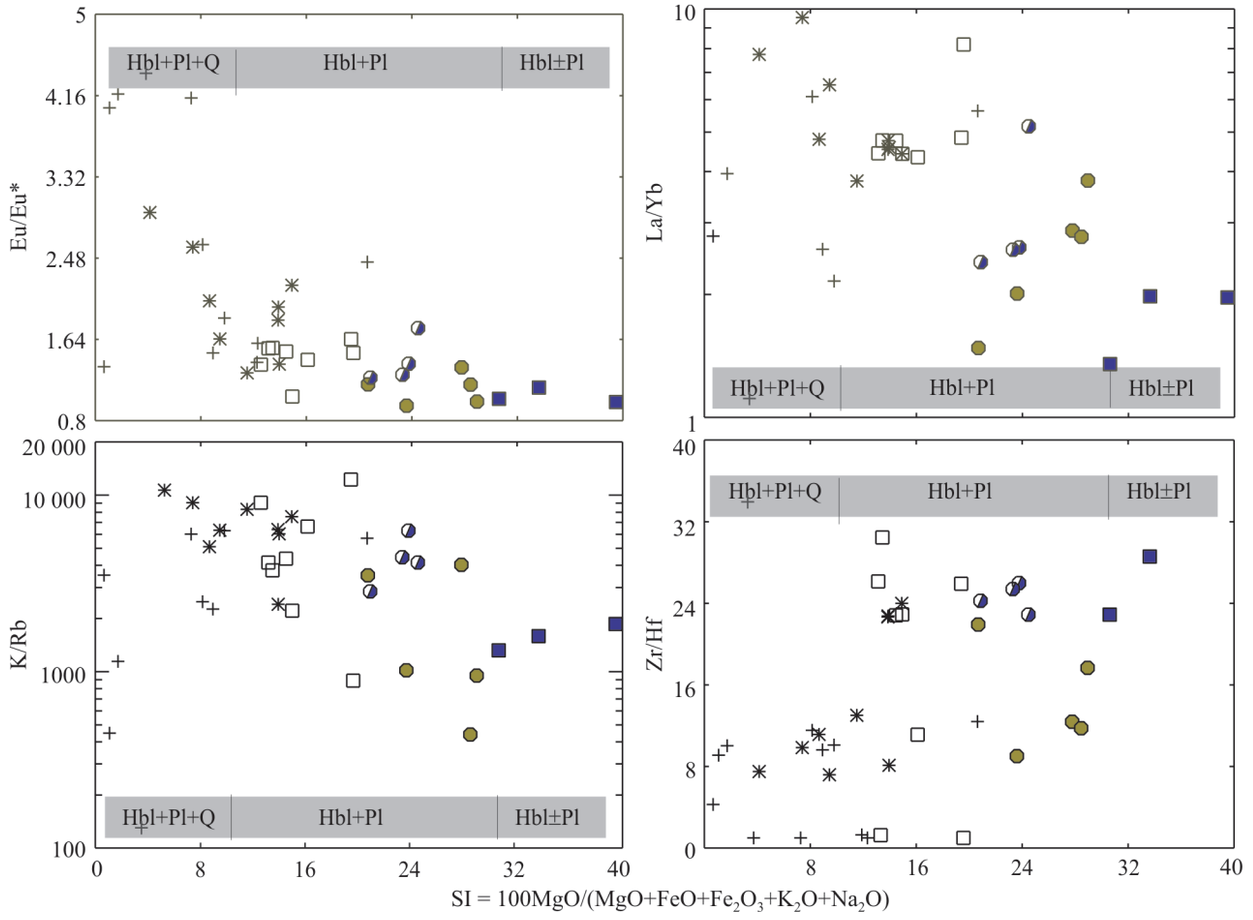


Рис. 7.7. Диаграммы европиевая аномалия (**Eu*/Eu**) – индекс затвердевания **SI**, **K/Rb – SI**, **La/Yb – SI**, **Zr/Hf – SI**.
Обозначения – см. рис. 7.6

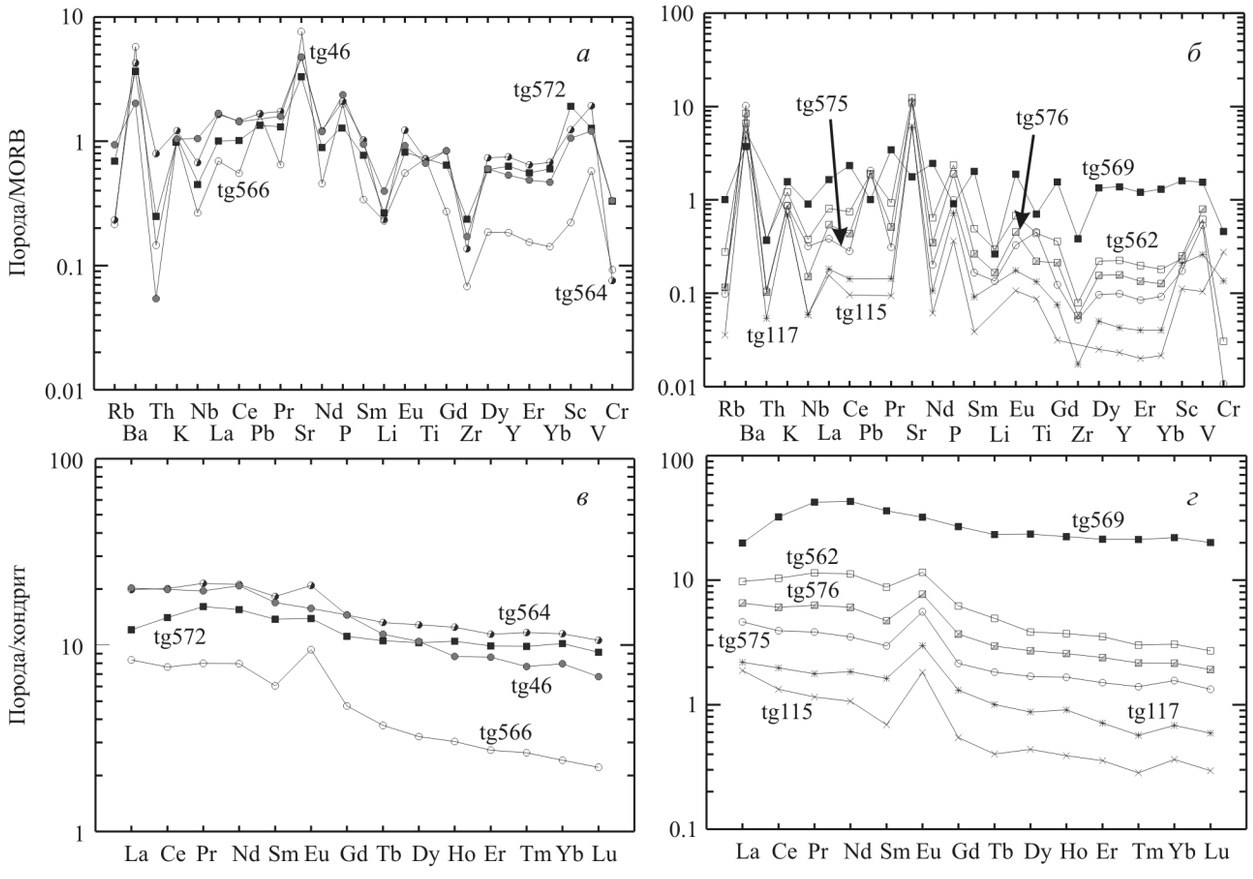


Рис. 7.8. Распределение редких и редкоземельных элементов в габбро (*а*, *в*) и породах ЛАП-серии (*б*, *г*) Черноисточинского массива.
Состав и наименование пород см. в табл. 7.2 и 7.3

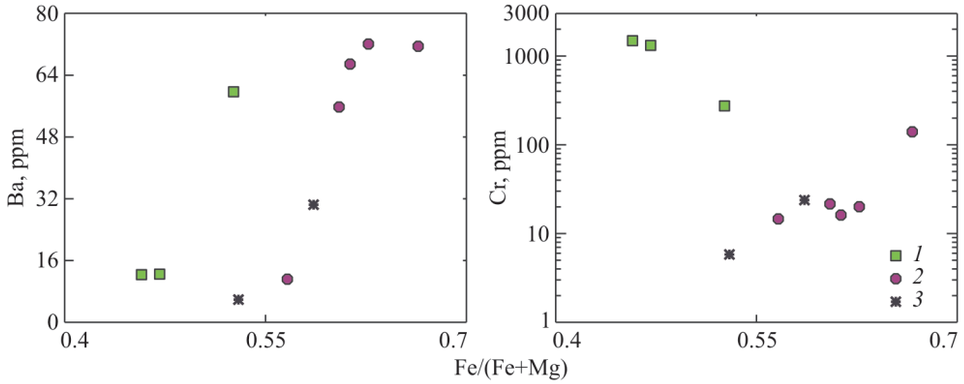


Рис. 7.9. Диаграммы **Ba – Fe/(Fe+Mg), Cr – Fe/(Fe + Mg) для роговой обманки:**
1 – реститовая; *2* – из пород ЛАП-серии мигматитовой зоны Черноисточинского массива; *3* – из интрузивных пород ЛАП-серии Кытлымского массива

рис. 7.7) Такое поведение Rb объясняется тем, что он концентрируется преимущественно в роговой обманке, которая устойчива в области анатексиса и образует рестит. Содержание Rb в габбровой и реститовой роговой обманках составляет примерно 1 г/т, в самом габбро – около 0.5 г/т, а в лейкогаббро 0.02–0.03 г/т, что отвечает количеству роговой обманки в лейкогаббро – около 20% (см. табл. 7.4). Такое распределение Rb между реститом и расплавом соответствует степени плавления габбро 0.6–0.65. Этот важный показатель анатексиса может быть проверен на таком элементе, как Mg, который практически полностью находится в роговой обманке – единственном фемическом минерале рассматриваемых пород. Исходные данные о содержании для расчета степени плавления следующие, %: MgO в габбро – 5.5, MgO в роговой обманке – 11, роговой обманки в габбро – 50, плагиоклаза в габбро – 45–46, MgO в расплаве (лейкогаббро) – 1.8, роговой обманки в лейкогаббро – 16, плагиоклаза в лейкогаббро – 83.

Известно, что рестит состоит в основном из роговой обманки. Следовательно, для того чтобы получить расплав с 1.8% MgO и роговообманковый рестит необходимо расплавить около 10% роговой обманки габбро и почти весь плагиоклаз, что отвечает степени плавления габбро примерно 0.6 и составу лейкогаббро, указанному выше.

В отличие от Rb содержание калия в процессе анатексиса заметно не изменяется, что ведет к резкому росту значения K/Rb-отношения в мобилизатах, где оно достигает 20 000 (см. рис. 7.7). Это самое высокое значение, известное для анатектических пород.

Поскольку большая часть редких элементов рассматриваемых пород концентрируется в роговой обманке, а ее содержание в продуктах кристаллизации анатектического расплава уменьшается, то содержание большинства РЭ в ходе анатексиса уменьшается, за исключением Sr и Ba, которые концентрируются в плагиоклазе. В ходе фракционной кристаллизации первичного расплава содержание РЭ еще больше уменьшается, достигая минимума в плагиогранитах.

Геологические данные и поведение редких элементов хорошо согласуются с моделью частичного плавления габброидов в области стабильности роговой

Таблица 7.4

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в роговой обманке из пород Черноисточинского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	43.44	11.08	44.08	46.32	44.36	45.08	47.20	43.96	44.50	44.80	44.60	48.77
TiO_2	1.35	1.28	1.55	1.05	0.99	1.08	0.63	1.45	1.25	1.28	1.06	0.63
Al_2O_3	9.36	10.48	10.46	7.64	8.70	6.32	8.05	10.87	8.27	7.92	8.60	8.80
Fe_2O_3	5.39	5.61	5.67	6.40	5.99	4.80	3.65	6.03	8.65	8.36	9.05	4.05
FeO	13.11	11.51	10.75	10.41	12.57	13.64	8.64	8.81	10.41	11.13	11.45	7.92
MnO	0.42	0.30	0.48	0.44	0.42	0.55	0.29	0.29	0.39	0.39	0.38	0.28
MgO	11.33	11.08	11.31	12.38	11.73	10.69	14.14	12.82	10.75	10.80	9.75	12.99
CaO	11.12	11.38	11.05	10.39	11.12	10.66	11.05	11.43	11.09	11.19	10.96	11.19
Na_2O	0.25	1.52	1.24	1.19	0.25	3.19	1.12	1.72	1.39	1.39	1.42	0.12
K_2O	1.27	0.20	0.20	0.26	1.22	0.35	0.11	0.23	0.16	0.18	0.18	0.15
P_2O_5	0	0.02	0.06	0	0	0.00	0.07	0.05	0.24	0.09	0.10	0.08
П.п.п.	Не опр.	2.39	2.46	Не опр.	Не опр.	3.19	2.72	2.68	1.77	1.83	1.92	1.37
Li	0.71	13.52	0	0.01	1.74	0.16	0.01	0.01	2.18	1.31	2.10	0.25
Rb	1	2	0	0	0	0	1	1	0	2	1	0
Cs	0.02	0.22	0	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0	0.04	0.03	0.01
Be	0.67	0.80	0.66	0.01	0.66	0.83	0.39	1.02	0.71	0.72	0.68	0.07
Sr	96	128	139	58	93	88	95	233	166	94	215	151
Ba	67	128	65	11	56	72	12	60	48	66	71	12
Sc	73	58	65	14	64	55	29	76	50	58	66	39
V	525	468	452	450	500	393	241	577	326	406	390	209
Cr	16	34	69	15	22	20	1825	337	729	704	138	1621
Co	57	43	45	50	58	46	56	59	56	54	54	52
Ni	18	18	21	Не опр.	42	14	547	72	260	241	85	0
Cu	59	51	23	25	96	21	37	64	190	69	80	28
Zn	215	253	260	239	219	284	124	200	195	198	171	124
Ga	21	26	25	22	21	19	14	20	19	20	20	14
Y	38	38	48	41	36	27	11	31	43	48	47	17
Nb	2.7	4.2	2.6	5.2	4.3	2.9	3.3	3.8	5.4	3.3	3.2	3.9
Ta	0.15	0.05	0	0.01	1.71	0.40	1.36	0.94	0.69	0.19	0.18	1.58
Zr	32	58	41	7	27	25	35	31	42	38	34	29
Hf	1.47	2.38	1.68	0.60	1.26	1.28	1.69	2.87	1.56	1.58	1.50	1.15
Mo	0.02	0.08	0.04	0.01	0.17	0.11	7.00	1.56	0.17	0.05	0.01	3.84
Sn	3.00	2.64	2.35	0.70	3.50	2.81	1.42	2.40	3.28	3.10	3.04	13.90
La	4.08	11.18	8.00	3.50	3.97	4.80	6.53	5.22	6.70	6.79	6.54	10.84

Окончание табл. 7.4

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ce	17.67	33.57	32.22	19.80	16.38	17.29	19.30	21.96	27.47	26.78	27.90	20.19
Pr	3.74	5.73	6.85	4.60	3.56	3.21	2.73	4.45	5.42	5.31	5.51	3.14
Nd	19.62	30.22	40.49	28.50	19.41	15.57	12.28	26.62	27.08	26.54	27.04	14.96
Sm	6.12	8.70	11.38	8.60	5.90	0.41	2.67	7.73	7.26	7.39	7.31	3.35
Eu	2.00	2.53	2.91	1.87	1.84	1.29	1.09	2.00	2.56	2.43	2.47	1.22
Gd	6.14	6.16	7.69	7.19	6.03	4.34	2.90	8.67	7.29	7.61	7.44	2.77
Tb	0.99	1.03	1.35	1.26	0.96	0.69	0.42	1.19	1.13	1.23	1.16	0.43
Dy	6.68	6.89	8.67	7.39	6.45	4.47	2.25	7.68	7.51	8.08	8.05	2.78
Ho	0.43	1.46	1.79	1.59	1.36	0.97	0.38	1.47	1.57	1.77	1.72	0.56
Er	3.88	3.76	4.81	3.80	3.63	2.67	1.18	4.25	4.34	4.78	4.81	1.58
Tm	0.57	0.54	0.69	0.54	0.53	0.41	0.18	0.54	0.64	0.72	0.75	0.23
Yb	3.67	3.45	4.21	3.80	3.44	2.71	1.13	3.63	4.06	4.81	4.84	1.73
Lu	0.65	0.49	0.60	0.65	0.49	0.41	0.15	0.47	0.56	0.66	0.68	0.30

Примечание. 1 – габбро **tg95**; **2 – габбро со следами частичного плавления tg566; 3 – лейкогаббро tg562, представляющее** исходный расплав АП-серии; 4 – анортозит **tg123; 5 – кварцевый анортозит tg117; 6 – плагиогранит tg119;** 7, 8 – жилы в габбро **tg91 и анортозите tg33 соответственно; 9 – ксенолит в анортозите tg567; 10, 11 – реститовая роговая** обманка в лейкогаббро **tg568, tg569 соответственно; 12 – кайма вокруг ксенолита габбро tg88 в анортозите.**

обманки, что обеспечивает существенно плагиоклазовый состав анатектического расплава и его исключительную бедность литофильными редкими элементами, а также рост значения La/Yb-отношения (см. рис. 7.7).

Как отмечалось выше, парагенезис плагиоклаза с роговой обманкой в породах ЛАП-серии отвечает давлению 5–6 кбар. Водное давление при кристаллизации последних порций анатектического расплава, представленных плагиопегматитами, было определено по содержанию кварца в графических кварц-плагиоклазовых срастаниях пегматитов по специально разработанной методике (Ферштатер, 1987) тоже в пределах 5–6 кбар. Близость общего и водного давления свидетельствует о высокой водонасыщенности анатектического расплава.

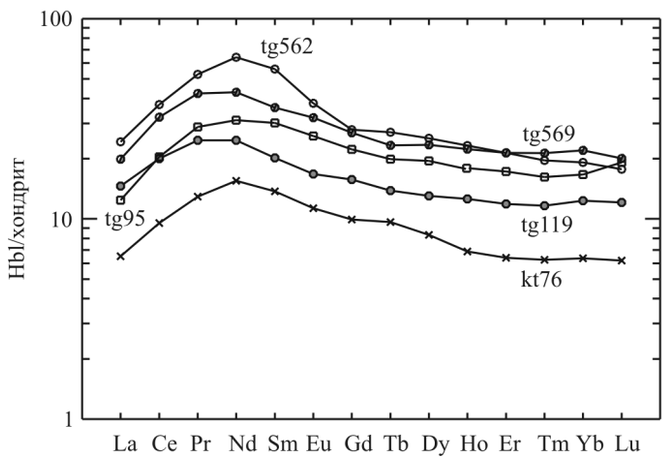


Рис. 7.10. Распределение РЗЭ в роговой обманке из габбро и пород ЛАП-серии.
Наименование пород и состав роговой обманки см. в табл. 7.3

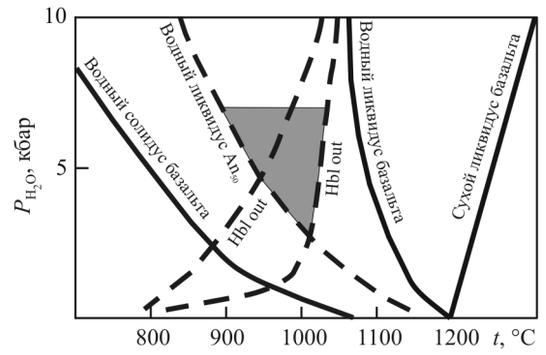


Рис. 7.11. *P–T*-условия анатексиса.
Водный ликвидус и солидус, так же как и водный ликвидус An_{50}, отвечают высокоглиноземистому базальту (**Yoder, Tilley, 1962), близкому по составу** к габбро Черноисточинского массива. Линии стабильности роговой обманки по: **Rushmer, 1991;** Yoder, **Tilley, 1962**. *Серое* – область анатексиса

В схематическом виде *P–T*-условия анатексиса продемонстрированы на рис. 7.11. Естественно, область стабильности роговой обманки зависит не только от P_{H_2O}, но и от ряда других факторов, среди которых наибольшее значение имеют особенности состава пород и самой роговой обманки. Однако совпадение *P–T*-условий анатексиса, определенных по экспериментам с плавлением базитов, с оценками только по петрологическим критериям – это хороший показатель достоверности оценок.

Как известно из экспериментальных работ по парциальному плавлению амфиболитов, при обычных условиях анатексиса образующийся расплав имеет гранитоидный состав. Редкость анатектических расплавов бескварцевого анортозитового состава объясняется необычностью условий анатексиса, когда высокая температура сочетается с высокой водонасыщенностью, что возможно, по-видимому, при частичном плавлении еще горячих масс габброидов под влиянием восходящих флюидов, зарождавшихся в погружающейся океанической плите и лежащей ниже мантии.

Частичное плавление габброидов происходило в надсубдукционной обстановке непосредственно вслед за их внедрением под воздействием водного флюида, предположительно выделявшегося из зоны субдукции. Наличие горячего протолита в обводненной среде обеспечило особые условия анатексиса в области стабильности роговой обманки. Плавился преимущественно плагиоклаз, в меньшей мере роговая обманка, этим объясняется специфический бескварцевый лейкократовый роговообманково-плагиоклазовый состав расплава. Условия анатексиса следующие: температура плавления 900–1000 °C, $P_{общ}$ = 6–8 кбар, $P_{H_2O} = 0.8–0.9\ P_{общ}$, степень плавления около 60%. В Черноисточинском массиве обнажены нижние горизонты протяженной в вертикальном направлении магматической колонны пород лейкогаббро-анортозит-плагиогранитной серии. Самые верхние ее части представлены штокверком жил роговообманковых кварцевых анортозитов и плагиогранитов в габброидах и клинопироксенитах, который рассматривается ниже на примере Кытлымского массива.

Интрузивные фации ЛАП-серии

В Кытлымском, Качканарском и Кумбинском массивах породы серии не образуют столь крупных тел, как в Черноисточинском, локализуясь в виде зон эруптивных брекчий и штокверка жил мощностью до 5 м. По-видимому, они представляют собой верхнюю интрузивную зону магматической колонны ЛАП-серии, эродированная часть которой обнажена в Черноисточинском массиве.

В Кытлымском массиве наряду с породами анортозит-плагиогранитной серии широко распространены породы анортозит-гранитной (АГ) серии, в Кумбинском преобладают последние. Породы обеих серий образуют жилы мощностью до 10 м, залегающие преимущественно полого (угол падения 20–50°) в породах дунит-клинопироксенит-габбровой серии. Жилы ЛАП-серии имеют с пироксенитами четкие закаленные контакты, тогда как с габброидами в контактах жил, напротив, отмечаются зоны укрупнения зерна, свидетельствующие о том, что пироксениты к моменту внедрения жил были холодными, а габброиды еще горячими. В отличие от глубинного Черноисточинского массива, в котором резко преобладают продукты кристаллизации первичного анатектического расплава – роговообманковые анортозиты, наименее кремнекислые породы в жилах представлены кварцевыми разностями, а в наибольшей степени распространены породы с содержанием SiO_2 более 72%. Это означает, что в процессе магматической эволюции первичного расплава увеличивается его кремнекислотность, что подтверждается строго гомодромными магматическими взаимоотношениями пород, когда более лейкократовая порода пересекает более меланократовую.

Можно полагать, что породы анортозит-плагиогранитной и анортозит-гранитной серий имеют разный по составу субстрат. В первом случае субстрат, как и область магмообразования, доступен непосредственному наблюдению (Черноисточинский массив) и представлен роговообманковыми габбро, водными аналогами широко распространенных в Платиноносном поясе габбро-норитов. Роговообманковые габбро, являющиеся субстратом для пород анортозит-плагиогранитной серии, как и производные от них анортозиты и плагиограниты, бедны калием, обычно не содержат биотита и калишпата. Субстрат анортозит-гранитной серии нигде не наблюдался. Широкое распространение богатых калием биотитовых ортоклазовых габбро-норитов в Кумбинском массиве, где все анортозиты и гранитоиды обогащены калием (табл. 7.5, пробы km24, km28), позволяют предполагать, что именно такие габбро-нориты были субстратом анортозит-гранитной серии. Это различие в составе субстрата и производных от него пород находит отражение в наличии двух линий дифференциации на диаграмме $K_2O - SiO_2$ и $Ba - SiO_2$, тогда как по элементам, связанным с роговой обманкой и магнетитом, породы обеих серий образуют единые тренды дифференциации (см. рис. 7.6, 7.12). При этом тренды мигматитовой и интрузивной ЛАП-серий практически совпадают (см. рис. 7.6, 7.7). Важно отметить резкие различия трендов плавления и дифференциации на диаграмме $Sr - SiO_2$ (см. рис. 7.12). Преимущественный переход главного носителя и концентратора стронция – плагиоклаза – в расплав в процессе частичного плавления вызывает последовательное обогащение расплава стронцием, тогда как фракционирование плагиоклаза в ходе кристаллизации обедняет образующиеся породы этим элементом. Подобные закономерности могут быть использованы для геохимического разграничения процессов частичного плавления и кристаллизационной дифференциации и в других типах серий, в частности, такой петрогенетически сложной, как мантийно-коровая ГТГГ-серия (см. главу 4).

Редкоэлементный состав интрузивных пород ЛАП- и АГ-серий показан на рис. 7.13. Породы обеих серий характеризуются сходными трендами и образуют единое поле, совпадающее с областью составов мигматитовой серии

Таблица 7.5

Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах АП- и АГ-серий и роговых обманках АП-серии Кытлымского и Кумбинского массивов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	50.74	68.64	78.16	56.08	57.78	75.90	78.44	53.06	72.88	47.94	45.64	49.70	48.12
TiO_2	0.51	0.31	0.12	0.09	0.11	0.04	0.05	0.21	0.11	1.27	1.31	1.00	1.30
Al_2O_3	22.52	16.53	12.08	24.38	22.85	13.32	12.11	26.77	13.94	5.77	9.04	4.62	5.84
Fe_2O_3	3.36	1.20	0.59	0.85	0.23	0.15	0.33	0.84	0.15	4.00	2.49	3.60	3.60
FeO	3.89	2.09	1.54	1.21	1.76	1.28	1.10	2.13	2.64	11.13	14.64	12.57	12.94
MnO	0.10	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.04	0.03	0.43	0.38	0.38	0.44
MgO	3.03	0.68	0.23	0.81	1.00	0.10	0.05	1.04	0.40	13.07	11.93	12.47	13.47
CaO	8.44	5.44	2.72	5.52	6.78	0.94	1.06	10.55	2.44	11.66	11.31	11.22	10.39
Na_2O	4.19	4.28	3.69	5.98	5.88	4.70	5.29	4.16	3.50	1.19	1.18	0.72	0.98
K_2O	0.22	0.09	0.12	2.27	1.34	2.96	0.76	0.94	3.15	0.19	0.45	0.25	0.19
P_2O_5	0.10	0.05	0.01	0.06	0.06	0.01	0.02	0.15	0.02	0	0	9.00	0
Li	0.01	0.01	0.01	3.00	1.71	1.19	0	3.30	3.82	0.01	0.01	0.01	0.57
Rb	0.32	0.30	0.01	3.13	1.77	54.81	1.79	3.98	56.10	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cs	0.01	0.02	0.01	0.06	0.04	0.01	0.05	0.36	0.78	0.90	0.01	0.01	0.01
Be	0.98	0.90	0.23	0.09	0.95	0.15	0.68	1.71	0.88	0.39	0.26	0.02	0.23
Sr	848	929	598	1200	641	339	103	772	593	138	128	53	58
Ba	57.1	63.7	100.4	442	144.8	2064	661	187	986	6	30	Не опр.	Не опр.
Sc	8.22	7.98	6.31	4.99	9.60	9.77	3.69	13.45	9.91	57	56	58	49
V	76.27	75.81	18.98	47.58	44.29	15.55	12.97	94.34	26.17	438	449	285	224
Cr	18.35	16.87	38.20	38.09	15.06	55.70	29.15	26.08	193.5	6	24	29	Не опр.
Co	6.59	6.78	3.31	5.60	5.03	1.46	1.31	7.12	5.28	66	70	76	66
Ni	13.94	10.82	27.70	35.76	12.46	5.12	25.44	11.14	99.44	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cu	16.67	16.17	11.36	5.54	8.22	6.61	28.95	99.35	112.5	2	35	6	18
Zn	11.15	12.33	17.03	18.05	1.17	14.74	23.43	15.83	36.06	184	209	151	217
Ga	13.25	13.28	11.11	24.75	13.68	37.05	19.65	17.63	28.61	14	15	13	15
Y	1.76	1.91	2.14	3.02	1.61	3.44	5.58	5.81	5.59	27	17	22	35
Nb	0.83	1.00	2.23	2.04	0.49	2.43	1.96	0.83	5.98	3.2	2.6	2.9	10.7
Ta	0.48	0.66	0.01	1.39	0.59	1.10	0.06	0.67	3.33	3.58	1.12	1.45	1.66
Zr	2.11	2.08	0.01	0.01	1.92	3.01	6.76	14.91	38.36	12	5	8	15
Hf	0.17	0.18	0.01	0.01	0.19	0.33	1.58	0.92	2.01	0.98	0.26	0.71	1.21
Mo	2.78	2.63	6.02	6.39	1.50	6.55	3.80	2.80	9.85	0.41	0.24	0.25	0.05
Sn	1.83	1.40	0.01	0.01	0.92	0.01	0.01	0.52	0.01	0.79	0.01	0.01	0.01
U	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.10	0.29	0.24	0.28	0.01	0.01	0.01
Th	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.15	1.31	3.06	0.75	0.01	0.01	0.01

Окончание табл. 7.5

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
La	1.07	1.16	9.81	7.72	0.41	20.87	1.14	9.24	28.35	17.11	2.14	1.87	3.82
Ce	2.35	2.50	2.33	0.01	1.14	2.98	2.93	18.06	13.93	57.27	8.24	8.60	15.12
Pr	0.28	0.34	0.22	0	0.18	0.36	0.38	2.16	1.24	9.54	1.68	1.99	2.84
Nd	1.48	1.75	0.62	0.47	1.05	1.36	1.89	8.91	4.18	48.60	9.78	12.33	16.77
Sm	0.33	0.34	0.01	0.17	0.27	1.00	0.35	1.81	0.91	14.72	2.79	4.00	5.37
Eu	0.29	0.30	0.08	0.23	0.19	0.56	0.16	1.42	0.64	3.05	0.87	0.83	1.31
Gd	0.40	0.36	0.04	0.17	0.36	0.18	0.37	1.92	0.49	14.80	2.74	3.90	5.57
Tb	0.06	0.06	0.01	0	0.05	0.02	0.06	0.26	0.06	2.89	0.48	0.63	1.00
Dy	0.39	0.37	0.02	0.19	0.32	0.18	0.29	1.39	0.50	19.62	2.85	4.15	6.48
Ho	0.08	0.07	0.01	0.02	0.07	0.03	0.08	0.28	0.09	4.11	0.53	0.76	1.36
Er	0.20	0.22	0.02	0.12	0.17	0.15	0.31	0.75	0.37	11.03	1.44	2.06	3.55
Tm	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03	0.00	0.04	0.11	0.06	1.88	0.22	0.29	0.60
Yb	0.19	0.19	0.01	0.12	0.19	0.26	0.41	0.62	0.65	22.40	1.40	1.63	3.67
Lu	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.04	0.05	0.08	0.13	2.14	0.21	0.27	0.72

Примечание. *Кытлымский массив*: 1–3 – породы АП-серии (1 – Hbl-**анортозит kt115; 2, 3 – Hbl-плагиограниты** kt104, **kt16 соответственно); 4–7 породы КАГ-серии (4, 5 – анортозит kt30, kt61 соответственно; 6, 7 – Bt-гранит kt62, kt60** соответственно); *Кумбинский массив*: 8 – Hbl – **Bt-анортозит km24; 9 – Bt гранит km28; 10–13 – роговые обманки из анор**тозита kt115, **kt76, kt94 соответственно; 14 – роговые обманки из гранита kt104.**

Черноисточинского массива (см. рис. 7.8, *в*, *г*). Особенностью трендов РЗЭ гранитов является относительно высокое содержание тяжелых РЗЭ; $(Ho/Lu)_N$-отношение в них меньше 1, а в плагиогранитах – всегда больше.

По многочисленным данным о составе роговой обманки и плагиоклаза можно оценить давление при кристаллизации этих двух главных минералов рассматриваемых пород, используя роговообманково-плагиоклазовый барометр (Ферштатер, 1990). В обобщенном виде результаты показаны на рис. 7.14. Область магмогенерации, вскрытая в корневой зоне Черноисточинского массива, отвечает давлению 5.5–6 кбар, гипабиссальные жилы в Кытлымском массиве образовались при 1–2 кбар. Эти оценки подтверждаются независимыми данными по содержанию кварца в закономерных кварц-полевошпатовых срастаниях из пород. Кварц-плагиоклазовая котектика в кытлымских плагиогранитах содержит 48% кварца, а кварц-ортоклазовая в гранитах – 40%, что отвечает давлению примерно 1 кбар (Ферштатер, 1987). Приведенные данные свидетельствуют о том, что вскрытая эрозией магматическая система анортозит-плагиогранитной серии Платиноносного пояса Урала составляет не менее 20 км.

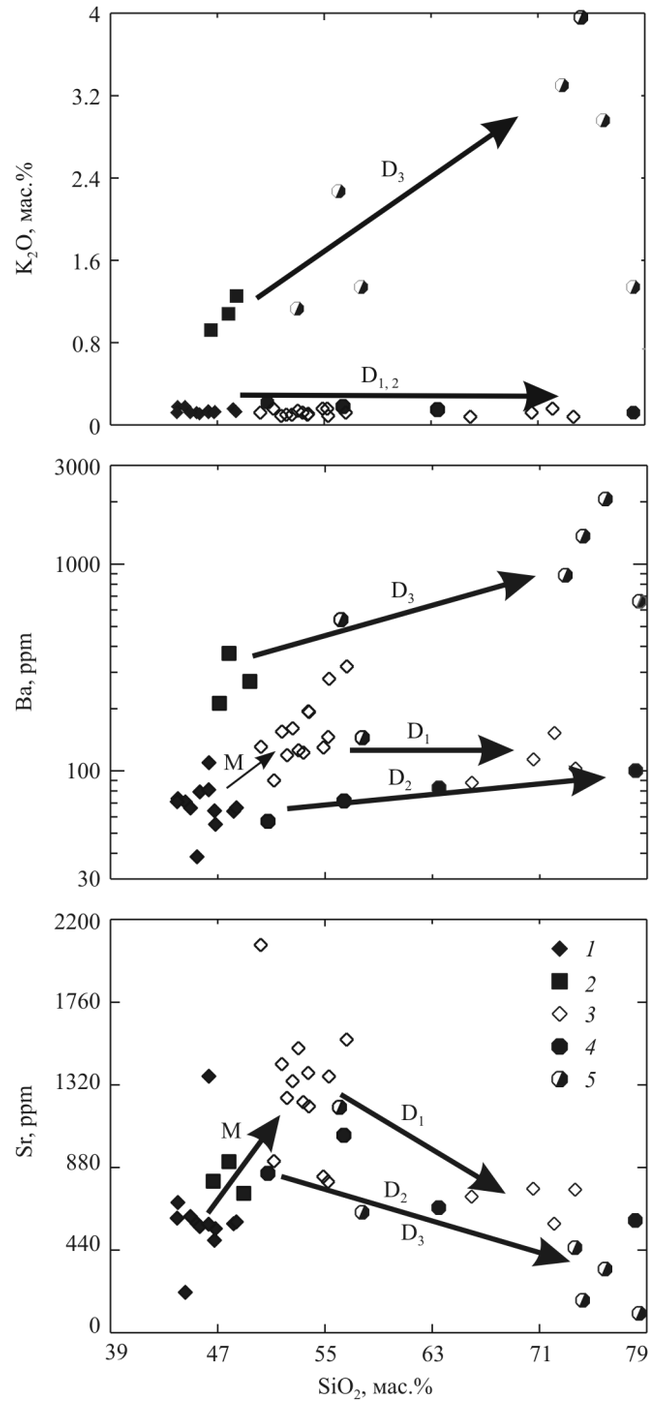


Рис. 7.12. Диаграммы K_2O – SiO_2, **Ba – SiO_2** и Sr – SiO_2 для пород ЛАП-серий мигматитовой зоны Черноисточинского массива и ЛАП- и АГ-интрузивных серий Кытлымского массива.
1 и *2* – **Hbl-габбро Черноисточинско**го массива (субстрат ЛАП-серии) и Hbl–**Bt-габбро Кумбинского массива** (субстрат АГ-серии) соответственно; *3* и *4* – породы ЛАП-серии Черноисточинского и Кытлымского массивов соответственно; *5* – АГ-серия. Стрелками с индексами D_1, D_2, D_3 показаны тренды дифференциации пород ЛАП-серии Черноисточинского (D_1) и Кытлымского (D_2) массивов и АГ-серии Кытлымского массива (D_3), а стрелкой с индексом M – тренд частичного плавления

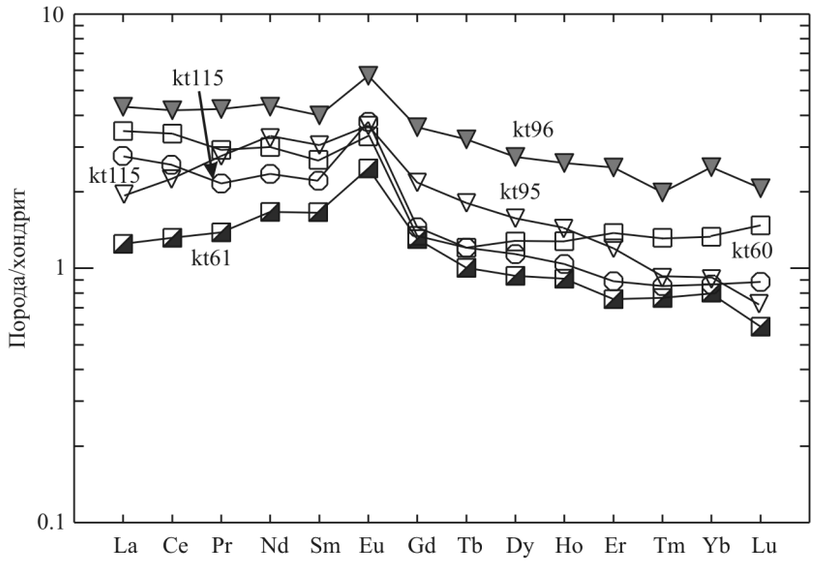


Рис. 7.13. Распределение РЗЭ в интрузивных породах ЛАП- и АГ-серий Кытлымского массива.

ЛАП-серия: kt115, kt95 – Hbl-анортозиты, kt96 – кварцевый анортозит; *АГ-серия*: kt61 – Hbl – Bt-анортозит, kt60 – Bt-гранит

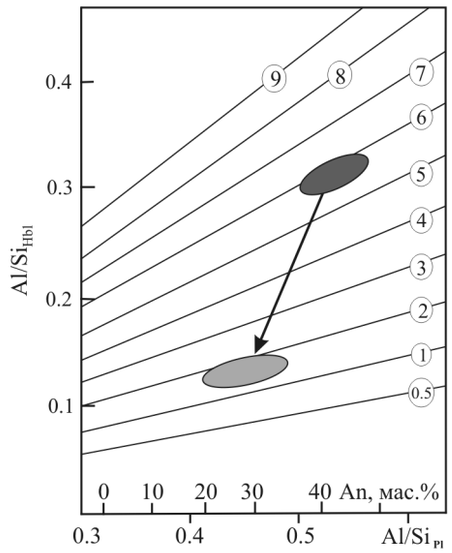


Рис. 7.14. Диаграмма Al/Si_{Hbl} – Al/Si_{Pl} – роговообманково-плагиоклазовый барометр (Ферштатер, 1990) модифицированный.

Линии – изобары, цифры в кружках – давление, кбар. Линия со стрелкой соединяет область магмогенерации, анатексиса (корневая зона Черноисточинского массива) с областью локализации интрузивных пород лейкогаббро-анортозит-плагиогранитной серии Платиноносного пояса

ВОСТОЧНО-ХАБАРНИНСКАЯ АССОЦИАЦИЯ (415–390 млн лет)

Мигматизация габбро-норитов, слагающих нижнюю часть сложного расслоенного дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитового массива (Петрология…, 1991), подробно рассмотренного в главе 3, демонстрирует процесс частичного плавления калишпатсодержащих базитов.

Кристаллизовавшиеся из расплава, отвечавшего по составу маловодной двупироксен-плагиоклазовой котектике, при давлении около 15 кбар 415 млн лет назад (Пушкарев и др., 2008), габбро-нориты примерно через 10 млн лет (405–407 млн лет назад) подверглись интенсивной амфиболизации. Процесс сопровождался водным базитовым магматизмом, его продуктами были дайки амфиболовых вебстеритов и амфиболовых габбро-норитов, цирконовый возраст которых 389–392±4 млн лет (габбро-норит к1834; Ферштатер и др., 2009б). Формирование этих цирконов, по-видимому, отвечает одному из поздних этапов становления габбро-норитов, а именно кристаллизации порций расплава, богатых водой. Такой состав расплава обеспечил наличие роговой обманки в исследованных габбро-норитах. Образование водных расплавов габбро-норитового состава сопровождает обдукцию Хабарнинского аллохтона и Восточно-Хабарнинского массива, в частности, на породы континентальной коры.

Последовательность событий следующая: внедрение даек амфиболовых вебстеритов и меланогаббро в деформированные габбро-нориты (рис. 7.15, *а*), одновременное с формированием даек иситов в дунитах (Готтман и др., 2011); затем следует частичная амфиболизиция габбро-норитов (рис. 7.15,*б*); после этого они подвергаются частичному плавлению (мигматизации), в результате которого обособляется расплав роговообманкового кварцсодержащего анортозита (рис. 7.15, *в*, *г*). В более крупных жилах анортозита наряду с останцами (реститами) полностью амфиболизированного габбро-норита наблюдаются крупные (до 2 см) идиоморфные зерна роговой обманки, кристаллизовавшиеся из анортозитового расплава (рис. 7.15, *д*, *е*).

По своему механизму, *P–T*-параметрам, последовательности событий анатексис в Восточно-Хабарнинском массиве сходен с рассмотренным выше анатексисом в ППУ. В том и другом случае базитовый магматизм начинается формированием габбро-норитов, которые по мере роста содержания воды в расплаве подвергаются амфиболизации и затем сменяются амфиболовыми габбро, продуктами кристаллизации водных расплавов. Высокое содержание воды снижало температуру солидуса и приводило к частичному плавлению (мигматизации) амфиболовых габбро. Плавление происходило в области стабильности биотита и амфибола, следствием чего является существенно плагиоклазовый состав анатектического расплава. Плагиоклаз в продуктах кристаллизации анатектического расплава отличается от габбрового меньшим содержанием анортитового минала, а роговая обманка, в небольшом количестве кристаллизовавшаяся из такого расплава, – повышенной железистостью.

Интенсивность водного магматизма в ППУ была выше, чем обусловлено большее развитие горнблендитов, амфиболовых габбро и связанных с ними пород анортозит-гранитного состава.

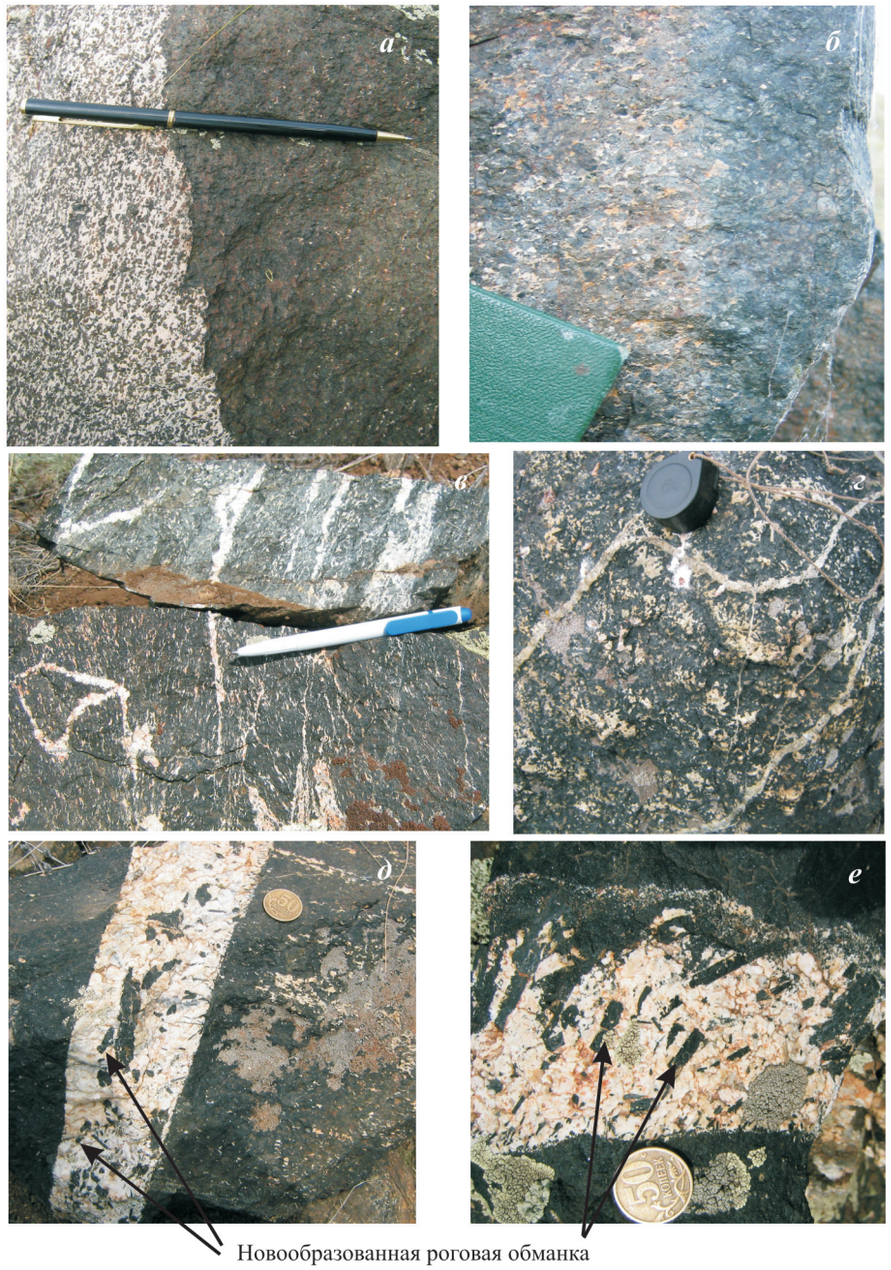


Рис. 7.15. Фото обнажений мигматизированных амфиболизированных габбро-норитов (восточная часть Восточно-Хабарнинского массива).
Пояснения см. в тексте

Глава 8. НАДСУБДУКЦИОННЫЙ ВОДНЫЙ АНАТЕКСИС БАЗИТОВ И ПРОИЗВОДНЫХ ОТ НИХ ТОНАЛИТОВ: ФОРМИРОВАНИЕ ГАББРО-ТОНАЛИТ-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНЫХ КОМПЛЕКСОВ (380–300 млн лет назад)

В настоящей главе рассматривается ступенчатый процесс частичного плавления (анатексиса) – ведущего петрогенетического механизма формирования широко распространенных на Урале позднедевонско-каменноугольных габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных (ГТГГ) комплексов (см. главу 4). В отличие от преимущественно анортозитовых по составу продуктов допоздневонского водного надсубдукционного анатексиса (см. главу 7) анатектические расплавы более молодого возраста являются более низкотемпературными, имеют тоналитовый или гранодиоритовый состав и не всегда привязаны к конкретным габбровым массивам, в ряде случаев отрываются от габбрового протолита и образуют крупные самостоятельные тела.

Анатектические гранитоиды ГТГГ-массивов входят в состав сложных ассоциаций, которые включают в себя породы разного состава и генезиса: протолит (субстрат), рестит, продукты кристаллизации расплава, его дифференциаты и продукты взаимодействия расплава с боковыми породами или магмами другого состава. По этой причине ранее они выделялись в формацию гранитоидов пестрого состава (Кузнецов, 1964). Породы объединяет то, что все они вовлечены в процесс гранитообразования и встречаются в массивах одного типа с одинаковыми геологическими соотношениями пород. Протолит и реститы обычно наблюдаются в виде включений разного размера, а продукты кристаллизации главной массы анатектического расплава представлены наиболее распространенными породами основной фазы. Дифференциаты обособляются в виде поздних интрузивных тел и жил и имеют более кремнекислый состав по сравнению с породами главной фазы. Разнообразие состава ассоциаций анатектических гранитоидов определяется вариациями в составе субстрата и условиями анатексиса. Изучение таких ассоциаций – это часто единственный путь для решения вопроса о составе верхней мантии и нижних горизонтов коры.

Назовем некоторые общепринятые признаки этих групп. *Исходному анатектическому расплаву* отвечают породы главной интрузивной фазы, которые обычно имеют сравнительно гомогенную среднезернистую структуру и сопровождаются более лейкократовыми и более мелкозернистыми (за исключением пегматитов) дифференциатами, залегающими в виде жил и небольших интрузивных тел. На вариационных диаграммах они располагаются внутри тренда. *Протолит* (порода субстрата, претерпевшая частичное плавление) характеризуется мигматитовой или своеобразной пятнистой текстурой, при которой фемические минералы концентрируются в виде мелкозернистых скоплений обычно изометричной или линзовидной форма размером до 1–2 см в лейкократовом кварц-полевошпатовом, реже полевошпатовом среднезернистом базисе. Скопления темноцветных минералов представляют собой реститовые фазы, а лейкократовый базис – продукты кристаллизации анатектического расплава, оставшегося на месте. Первичный валовый состав породы при этом не меняется. *Рестит* – это наиболее меланократовый член серии, обычно находящийся

в виде включений в гранитоидах главной фазы или протолите и обладающий общими с ними особенностями минерального состава. Рассмотрим только породные реститы, не обращаясь к реститовым минеральным фазам, рассеянным в анатектических породах. Порода, представляющая собой рестит, всегда занимает крайнее положение на геохимических трендах.

В данной главе мы опишем модельный анатексис синплутонических даек базитов, анатексис роговообманковых габбро, продуктом которого являются тоналиты и гранодиориты, преобладающие в ГТТГ-массивах на уровне современного эрозионного среза, и анатексис самих тоналитов и гранодиоритов, в результате которого образуются адамеллиты и граниты.

АНАТЕКСИС СИНПЛУТОНИЧЕСКИХ ДАЕК

Моделью анатексиса продуктов водного базитового магматизма могут служить синплутонические дайки роговообманково-биотитовых и роговообманковых габбро и диоритов ГТТГ-надсубдукционных массивах, которые рассматриваются ниже на примере Верхисетского и Челябинского массивов.

Синплутонические дайки широко распространены в ГТТГ-массивах. Они имеют базитовый состав (табл. 8.1) и сопровождаются бедными калием кислыми породами (плагиогранитами и тоналитами). Последние локализуются преимущественно в краевых частях даек, а также образуют разнообразные по форме включения внутри даек, часто птигматитовые, и прожилки как внутри даек, так и во вмещающих гранитоидах (рис. 8.1).

Обычно кислые породы, ассоциированные с синплутоническими дайками, рассматриваются как продукты плавления горячих и не полностью затвердевших вмещающих гранитоидов под влиянием тепла даек. Вновь образованный расплав или ремобилизованный остаточный расплав гранитоидов рассекает как вмещающие гранитоиды, так и дайки (Литвиновский и др., 1991). К описанной ситуации этот механизм не применим. Во-первых, дайки рассекают уже консолидированные породы, имеющие гнейсовидную текстуру. Во-вторых, и это главное, частичное плавление пород, содержащих калишпат, каковыми являются кварцевые диориты Челябинского массива и гранодиориты Верхисетского массива (см. главу 4), дает расплавы не бедных калием плагиогранитов и тоналитов (см. табл. 8.1, пробы в598, в593, ч328, ч112b), **а нормальных** гранитов, более богатых калием по сравнению с породами субстрата. Это подтверждается огромным количеством экспериментальных исследований и геологических наблюдений. Не могут быть малокалиевые гранитоиды также и дифференциатами сравнительно богатых калием базитов (см. табл. 8.1, пробы в610, ч328, ч112a, ч244).

В нашем случае единственным источником вещества кислых пород, ассоциированных с дайками, может быть только преобразование вещества самой дайки, процесс, в котором не участвуют фазы, содержащие калий. Большая часть калия в амфиболовых габбро сосредоточена в биотите. Калишпата в них обычно нет. Частичное плавление таких пород в водных условиях, когда биотит стабилен, даст расплав с низким содержанием калия. Такой же процесс наблюдается в корневых зонах многих плутонов, сложенных роговообманковыми габбро (см. главу 4; Ферштатер и др., 2004). Такое повторное плавление

Таблица 8.1

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в дайках роговообманковых габброидов с мигматитовой текстурой (в610, ч329, ч112a) и ассоциированных с ними кислых пород в гранитоидах Верхисетского (в) и Челябинского (ч) массивов

Компонент	в610	в598	в593	ч329	ч328	ч112a	ч112b	Компонент	в610	в598	в593	ч329	ч328	ч112a	ч112b
SiO_2	47.02	71.02	78.44	51.21	67.21	52.11	75.06	Ga	20.83	14.24	9.56	23.15	20.22	25.28	17.26
TiO_2	1.08	0.34	0.07	1.27	0.47	0.78	0.07	Y	19.45	2.81	1.40	32.30	20.31	27.20	6.39
Al_2O_3	15.76	14.85	13.08	16.37	15.87	13.23	13.77	Nb	4.06	2.10	0.97	18.40	20.42	8.27	3.72
Fe_2O_3	5.89	0.53	0.39	3.40	1.20	4.11	0.80	Ta	0.27	0	0	1.18	1.44	1.47	0.83
FeO	6.46	2.15	0.53	5.10	1.93	5.67	0.51	Zr	32.5	50.3	38.3	202.7	131.4	40.6	28.8
MnO	0.22	0.04	0.01	0.15	0.05	0.20	0.02	Hf	1.15	1.50	1.48	4.77	3.30	1.75	0.93
MgO	5.02	0.99	0.24	5.97	1.83	7.24	0.38	Pb	8.31	10.11	8.82	16.32	15.58	33.20	58.37
CaO	9.59	3.94	3.21	7.19	4.41	9.22	3.50	U	1.09	0.70	0.51	4.62	3.95	3.49	4.19
Na_2O	4.31	4.45	3.76	3.55	4.68	3.08	4.20	Th	3.05	11.55	0.94	22.15	15.58	4.42	15.77
K_2O	1.55	0.98	0.06	3.33	1.29	1.39	0.75	La	25.90	34.67	1.41	96.17	63.70	17.03	10.25
P_2O_5	0.26	0.08	0.01	0.85	0.16	0.32	0.05	Ce	53.79	66.11	5.43	191.46	145.73	40.96	17.16
П.п.п.	2.11	0.71	0.24	1.50	0.67	Не опр.	Не опр.	Pr	7.06	5.62	0.49	21.97	17.20	5.14	1.85
Сумма	99.27	100.08	100.04	99.89	99.77	97.35	99.11	Nd	29.75	17.06	1.50	82.25	62.78	22.72	6.76
Li	18.22	8.47	0.49	24.33	9.76	33.23	3.31	Sm	6.20	2.00	0.28	13.80	9.47	5.59	1.18
Rb	36.18	31.99	10.09	93.11	72.30	49.49	41.89	Eu	1.79	0.56	0.21	3.62	2.50	1.63	0.35
Cs	2.21	1.39	0.36	3.94	0.55	2.44	2.01	Gd	4.91	1.25	0.16	9.90	6.56	4.86	0.99
Be	1.09	1.40	1.45	2.79	2.42	2.25	1.88	Tb	0.70	0.15	0.08	1.27	0.83	0.77	0.12
Sr	897.2	679.2	890.3	848.3	1424.8	704.4	916.6	Dy	3.69	0.83	0.44	6.09	4.01	4.90	0.78
Ba	308.4	310.8	171.7	1115.3	1783.3	411.1	214.7	Ho	0.72	0.15	0.05	1.19	0.73	1.07	0.14
Sc	32.41	2.07	0.33	21.14	12.24	54.11	16.64	Er	1.85	0.35	0.14	2.90	1.85	2.87	0.44
V	363.6	45.0	10.5	175.2	100.7	307.5	19.5	Tm	0.28	0.05	0.03	0.41	0.27	0.44	0.07
Cr	8.40	8.95	3.92	132.78	55.04	343.27	29.99	Yb	1.76	0.28	0.32	2.61	1.67	2.89	0.52
Co	36.05	5.13	0.48	22.91	12.09	43.65	4.06	Lu	0.27	0.04	0.05	0.38	0.23	0.54	0.09
Ni	12.12	3.69	1.35	45.41	36.50	0	0								

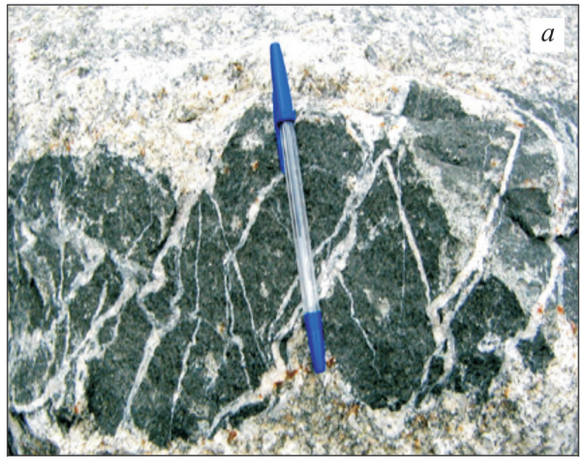






Рис. 8.1. Фото синплутонических даек:

а – дайка Hbl-микрогаббро в микроклинсодержащем Bt–**Am-гранодиорите; в дайке** прожилки лейкоплагиогранита, приуроченные к трещинам отрыва, возникшим при внедрении дайки; Челябинский массив, Казанцевский карьер;

б – дайка тонкозернистого Hbl-диорита в Bt–**Am-гранодиорите; в дайке смятые** в складки прожилки Bt-плагиогранита, а также ксенолиты гранодиорита (I) и мигматита (II) из корневой зоны; Верхисетский массив, старый Исетский карьер;

в – эндоконтакт дайки тонкозернистого Hbl-габбро в деформированном Bt-гранодиорите; в габбро прожилки малокалиевого гранита (Сыростанский массив, Хребтовский карьер)

продуктов кристаллизации богатых водой расплавов в процессе их внедрения (автомагматическая мигматизация) составляет яркую и типичную особенность водного базитового магматизма.

Примеры автомигматизации продуктов водного базитового магматизма (роговообманковых габбро) можно наблюдать в корневых зонах ГТГГ-массивов. Рассмотрим процесс такой мигматизации в Сыростанском массиве.

СЫРОСТАНСКИЙ МАССИВ

Массив залегает в зоне Главного Уральского разлома (рис. В.1), юго-западнее г. Миасс, среди метабазитов и разнообразных по составу сланцев – фрагментов метаморфизованной океанической коры и коры пассивной окраины Уральского палеоокеана (рис. 8.2).

Массив сложен преимущественно биотитовыми гранодиоритами, адамеллитами и гранитами, с которыми в юго-западной части ассоциированы разнообразные габброиды, в той или иной мере мигматизированные. Габбро и гранитоиды имеют низкое значение первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.703$, отвечающее MORB. Габброиды со следами частичного плавления и анатектические гранодиориты содержат циркон возрастом 335±4 млн лет, а самые молодые, недеформированные граниты – циркон возрастом 327±4 млн лет (Монтеро и др., 1998). В цирконах из гранитов обнаружены ядра возрастом 1816±27 млн лет (табл. 8.2), что свидетельствует о гетерогенном источнике пород, включающем блоки океанической и древней континентальной коры.

В массиве выделяются две серии пород: субавтохтонная анатектическая, породы которой обладают гнейсовидной текстурой с преобладающим северо-западным (320°) направлением полосчатости, и интрузивная, представленная сравнительно гомогенными разностями, внедренными на более высокие горизонты. Обе серии варьируются по составу от габбро до гранита. Габброиды, входящие в состав анатектической серии, имеют мелкотонкозернистую структуру, тогда как интрузивные разности габбро (исключая жильные) – преимущественно среднезернистую. Породы разных серий близки по содержанию большинства петрогенных и редких элементов, но гранитоиды в них обладают рядом важных отличий (табл. 8.3, 8.4). В частности, в интрузивной серии они отличаются несколько более высокой концентрацией K, Na, Y и низкой – Ba, Sr.

Корневая мигматитовая зона Сыростанского массива обнажена в карьере на железнодорожной станции Хребет. Она сложена среднезернистыми и мелкотонкозернистыми эпидотовыми биотит-роговообманковыми габбро и габбродиоритами, имеющими своеобразную пятнистую текстуру: биотит, амфибол и в меньшей мере эпидот образуют скопления размером 3–10 мм, погруженные в существенно плагиоклазовую или кварц-плагиоклазовую массу. Эти структурные особенности габброидов отражают частичное плавление, когда новый расплав преимущественно сохраняется в каркасе протолита. Продукты кристаллизации этого расплава дают лейкократовые пятна, а реститовые фазы – биотит и роговая обманка – меланократовые, обычно более мелкозернистые участки. При мобилизации, отделении от протолита, анатектический расплав образует гранитоидные жилы размером от первых сантиметров до нескольких

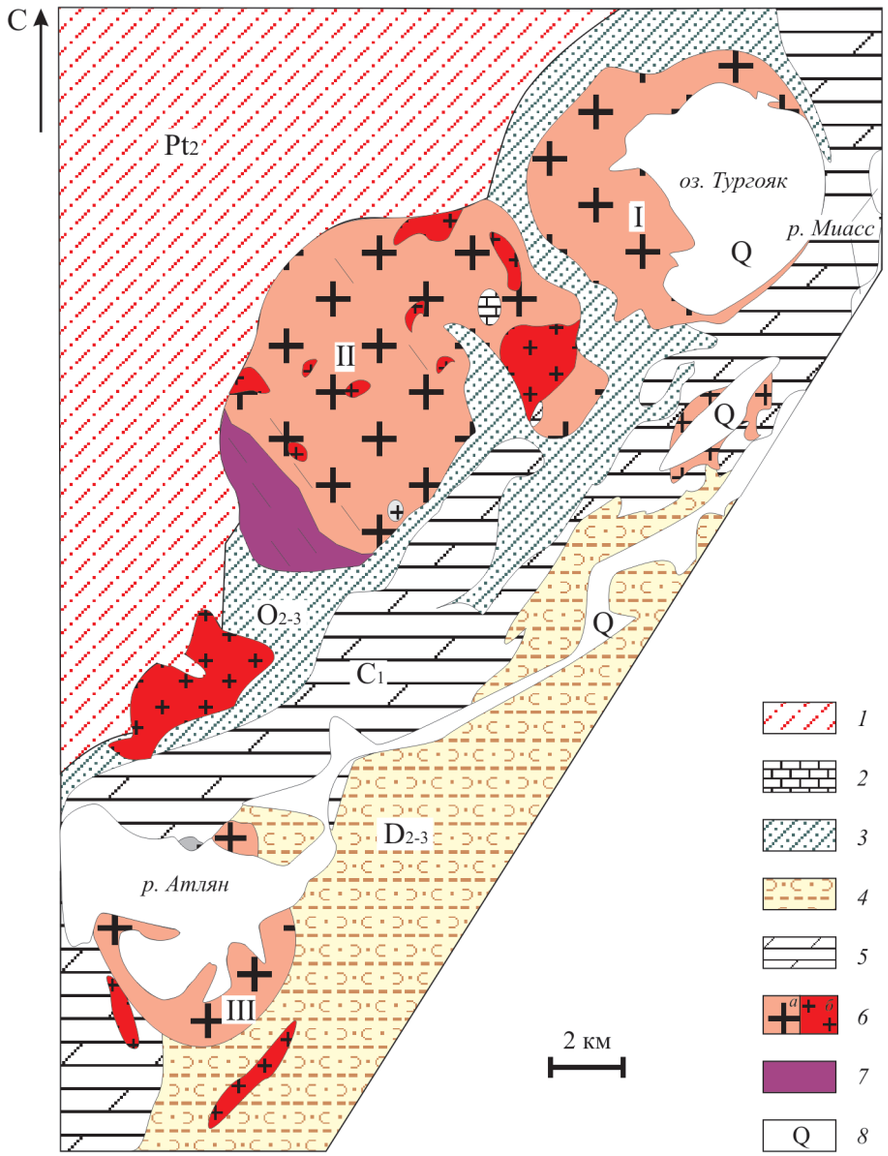


Рис. 8.2. Геологическая карта окрестностей Сыростанско-Тургоякской группы массивов (составлена геологами Челябинского комитета по природным ресурсам):
1 – кварциты, слюдяно-гранатовые, слюдяно-ставролитовые сланцы (**Pr**); *2* – мраморы (O_2); *3* – амфиболиты, кварциты, мраморы (O_{2-3}); *4* – диабазы, порфириты, туфы (D_2); *5* – известняки, кремнистые сланцы, серпентиниты, габбро (C_1); *6* – гранодиориты (а), граниты (б); *7* – приблизительное положение мигматитовой корневой зоны Сыростанского массива; *8* – современные аллювиальные отложения. *Массивы*: I – Тургоякский; II – Сыростанский; III – Атлянский

Таблица 8.2

$^{207}Pb/^{206}Pb$-возраст гранитоидов Сыростанского массива (Montero et al., 2000)

Порода	Кол-во измеренных зерен	Кол-во определений	$^{207}Pb/^{206}Pb_{корр}$	Возраст, млн лет
Габбро	8	12	0.052753–0.053812	333±3
Гранодиориты	7	7	0.052958–0.053268	333±3
Граниты	7	9	0.052901–0.053043	327±2
	1/1*	1	0.052911	325±7
	1/2	1	0.066041	808±10
	2/1	1	0.052861	323±5
	2/2	1	0.054972	411±4
	2/3	1	0.065723	797±36
	3/1	1	0.052074	327±9
	3/2	1	0.058617	553±5
	3/3	1	0.061999	674±30
	3/4	1	0.111023	1816±27

*Дробные данные относятся к зернам, в которых была выявлена гетерогенность, и обозначают результаты последовательных измерений при повышении температуры в одном и том же зерне.

метров и сообщает породам мигматитовую текстуру (рис. 8.3). Часть гранитоидных жил распределяется параллельно гнейсовидности габброидов, часть – пересекает ее. Некоторые жилы деформированы и собраны в плойчатые складки (рис. 8.3, *а–в*).

Для того чтобы понять природу этих гранитоидов, необходимо обратиться к многочисленным синплутоническим дайкам габбро среди пестрых по составу габбро и гранитоидов. Такие дайки обычно однородны по составу и только в краевых эндоконтактовых зонах мощностью не более 0.5 м содержат многочисленные жилоподобные гранитоидные обособления, аналогичные описанным выше (рис. 8.4). Габброиды в эндоконтактах приобретают мигматитовую текстуру и становятся внешне похожими на крупные тела габброидов с гранитоидными обособлениями. Гранитные жилки концентрируются в жильных габброидах и обычно не выходят за пределы даек.

Преобладающая часть пород в корневой зоне Сыростанского массива имеет гнейсовидную текстуру, устойчиво ориентированную по направлению 320°. Это направление не совпадает с северо-северо-восточным простиранием Главного Уральского разлома в районе Сыростанского массива и таким же простиранием гнейсовидности вмещающих массив пород, что является подтверждением автономности его внутренней деформационной структуры. Следовательно, направление гнейсовидности гранитоидов и включений тонкозернистых габброидов в них, которые можно интерпретировать как реститы (а в отдельных случаях как деформированные фрагменты синплутонических даек со следами смешения первичных базитовых и вторичных кремнекислых

Таблица 8.3

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в габброидах и диоритах Сыростанского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	(с34)	(с44)	(с40)	(с30)	(с60)	(с33)	(с47)	(с46)	(с36)	(с54)	(с49)	(с64)	(с56)	(с43)	(с65)	(с42)
SiO_2	48.81	49.37	50.77	51.05	53.81	49.45	49.89	49.99	50.44	52.67	48.51	59.46	60.94	63.61	64.10	64.72
TiO_2	1.42	1.39	1.42	1.19	1.56	2.12	1.24	1.52	1.74	1.04	1.02	1.07	1.11	0.83	0.78	0.73
Al_2O_3	15.19	15.98	16.29	16.24	17.64	16.87	14.18	15.96	15.41	16.97	10.90	16.62	15.08	16.55	17.09	17.16
FeO*	8.11	10.19	8.38	7.98	6.97	9.15	9.18	8.75	7.96	6.52	9.56	5.21	5.96	4.26	3.86	3.67
MnO	0.13	0.25	0.14	0.14	0.11	0.14	0.15	0.13	0.13	0.11	0.14	0.10	0.11	0.08	0.07	0.08
MgO	9.32	6.71	6.08	6.53	4.84	5.26	9.82	7.11	7.82	6.48	14.82	4.11	4.09	2.31	1.88	1.59
CaO	7.79	7.37	7.63	8.92	7.13	6.83	7.31	7.80	8.76	8.95	8.50	5.28	5.45	4.33	3.93	3.65
Na_2O	3.33	3.59	4.42	3.85	4.70	4.47	2.78	3.89	3.60	3.92	1.98	4.20	3.74	4.80	4.92	5.06
K_2O	2.01	2.82	2.32	1.38	1.65	2.68	2.97	2.42	1.75	1.46	1.48	2.56	2.00	2.01	1.78	2.17
P_2O_5	0.62	0.33	0.71	0.42	0.37	0.53	0.44	0.63	1.17	0.28	0.35	0.44	0.29	0.30	0.25	0.26
П.п.п.	1.97	1.20	0.93	1.29	0.54	1.17	1.45	1.26	0.40	0.95	2.25	0.99	0.55	0.91	0.65	0.68
Li	23.42	33.00	23.96	11.76	20.89	22.59	26.50	21.32	18.81	13.63	22.65	19.20	16.29	20.21	19.41	17.25
Rb	34.63	126.1	44.73	18.67	38.56	57.80	53.85	36.39	28.47	27.24	26.11	74.65	35.59	37.54	57.00	60.69
Cs	1.14	5.18	1.51	0.65	0.91	1.86	1.53	1.25	1.01	0.74	1.22	1.24	0.83	0.93	1.48	1.17
Be	1.58	3.88	1.33	1.41	1.35	1.40	1.13	1.79	1.07	1.11	0.98	1.75	1.72	1.43	1.96	2.08
Sr	1390	661	1917	1230	1295	1303	1331	1930	1634	1527	897	1191	963	1144	1100	1131
Ba	707	402	969	635	677	867	874	892	675	584	564	968	936	1009	1183	1007
Sc	20.04	28.87	19.36	25.57	16.59	16.56	22.27	18.76	22.40	21.32	26.78	12.47	20.73	10.33	8.46	6.28
V	151.0	197.8	167.3	171.1	170.3	183.2	160.0	186.9	151.3	136.0	141.1	110.9	154.3	93.26	66.84	62.19
Cr	349.0	69.39	123.3	127.3	6.99	2.54	341.9	161.6	108.7	29.92	517.4	17.12	61.81	22.30	17.27	32.73
Co	42.18	37.93	31.87	33.13	29.76	32.66	50.14	39.34	40.68	36.40	70.98	20.68	22.73	13.21	9.57	8.78
Ni	223.8	71.22	103.2	74.90	39.73	16.54	260.3	134.9	118.3	79.21	434.8	66.57	49.78	21.78	14.02	10.82
Cu	42.45	9.47	48.42	53.02	22.45	26.79	57.79	71.47	63.94	35.63	50.72	13.15	8.89	25.93	14.78	11.36
Zn	88.50	157.6	98.67	78.74	83.84	89.46	101.1	93.50	76.46	63.26	86.94	104.3	103.9	86.73	93.92	86.36
Ga	17.00	23.87	18.46	18.04	20.76	18.41	17.04	19.89	16.88	16.56	13.12	21.70	20.56	21.94	22.56	21.73
Y	20.43	26.96	23.75	20.92	18.95	27.05	17.90	23.50	17.26	15.32	15.25	22.54	22.06	13.62	13.51	11.77
Nb	14.67	33.01	16.20	9.66	11.04	23.05	10.41	15.59	10.33	7.23	7.55	25.72	18.15	11.70	13.69	14.29
Ta	0.91	1.71	1.07	0.59	0.80	1.40	0.69	0.95	0.77	0.52	0.50	2.29	1.59	0.90	0.84	1.06
Zr	185.4	105.9	209.7	138.8	123.2	219.7	128.7	161.9	130.7	92.90	107.2	151.8	123.1	160.4	255.3	201.0
Hf	4.21	3.18	5.18	3.69	5.30	6.02	3.86	5.28	4.82	2.77	2.71	3.84	4.80	4.14	6.21	6.20
Mo	0.70	0.99	0.84	0.73	0.12	1.01	0.39	1.13	0.70	0.98	0.82	0.47	0.53	0.03	0.34	0.32
Sn	1.65	3.14	1.33	0	1.70	1.65	1.24	0.77	1.03	0.14	2.26	3.31	0	1.10	0.55	1.55
Tl	0.32	0.91	0.32	0.14	1.71	0.47	0.38	0.28	0.20	0.17	0.16	0.38	0.23	0.35	0.27	0.32
Pb	6.71	12.32	9.16	6.40	7.49	9.29	6.86	8.11	6.43	7.82	4.02	10.62	6.84	9.31	8.73	14.18
U	1.27	4.21	1.41	1.03	0.94	1.97	1.08	1.63	1.17	1.51	0.56	2.80	1.18	1.85	1.06	2.27
Th	4.16	1.70	3.66	3.59	3.51	4.03	3.90	4.65	3.31	3.18	2.39	5.44	3.24	5.49	12.52	5.16
La	49.81	27.62	62.81	42.59	32.50	43.49	41.30	59.79	39.57	27.04	31.86	31.00	27.01	44.44	40.48	29.58
Ce	97.76	60.88	131.9	85.69	68.03	91.33	84.54	127.1	79.10	52.67	67.63	75.04	67.54	84.94	134.7	57.51
Pr	11.45	7.61	16.06	9.80	8.54	11.23	10.18	15.55	9.36	6.50	8.41	9.91	9.06	9.31	8.34	6.63
Nd	42.59	29.73	60.03	36.72	33.75	44.10	38.93	58.96	36.13	25.53	32.88	39.79	37.06	32.91	28.42	24.39
Sm	6.86	5.53	9.16	6.16	6.22	8.23	6.25	8.79	5.64	4.49	5.28	6.80	7.52	4.97	5.22	3.93
Eu	1.98	1.86	2.69	1.83	1.85	2.29	1.72	2.50	1.74	1.43	1.65	1.85	1.84	1.30	1.28	1.09
Gd	5.29	5.22	6.48	5.09	4.82	6.19	4.46	6.12	4.41	3.67	3.92	5.24	6.19	3.63	3.97	2.84
Tb	0.71	0.80	0.89	0.71	0.67	0.92	0.63	0.83	0.59	0.52	0.55	0.75	0.83	0.47	0.54	0.38
Dy	3.83	4.59	4.62	4.15	3.66	5.49	3.44	4.55	3.30	2.89	3.05	4.19	4.46	2.68	2.90	2.18
Ho	0.77	0.99	0.90	0.83	0.71	0.99	0.68	0.88	0.66	0.57	0.59	0.80	0.89	0.51	0.54	0.42
Er	1.92	2.69	2.28	2.13	1.75	2.67	1.77	2.26	1.66	1.49	1.48	2.09	2.15	1.37	1.29	1.11
Tm	0.29	0.42	0.33	0.33	0.25	0.41	0.26	0.34	0.26	0.23	0.22	0.34	0.31	0.20	0.19	0.17
Yb	1.75	2.66	2.00	2.04	1.54	2.59	1.62	2.05	1.59	1.33	1.32	2.03	1.81	1.18	1.16	0.96
Lu	0.28	0.41	0.32	0.29	0.23	0.40	0.24	0.33	0.24	0.21	0.20	0.30	0.26	0.18	0.17	0.16

Примечание. 1–5 – мелкозернистые габбро; 6–10 – среднезернистые габбро; 11 – горнблендит; 12–16 – диориты. Пробы взяты в Хребтовском карьере.
*Fe в виде FeO.

Таблица 8.4

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в гранитоидах Сыростанского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	(с31)	(с51)	(с57)	(с41)	(с50)	(с45)	(с35)	(с59)	(с39)	(с52)	(с48)	(с66)	(с67)	(с58)	(с38)	(с91)
SiO_2	66.26	66.83	70.08	74.22	75.72	67.93	68.93	69.08	70.39	71.84	72.24	73.86	74.83	76.69	76.69	69.15
TiO_2	0.61	0.70	0.42	0.21	0.09	0.48	0.46	0.49	0.39	0.28	0.17	0.21	0.22	0.06	0.11	0.33
Al_2O_3	17.14	16.21	16.23	14.59	14.09	16.42	15.90	15.50	15.95	14.98	15.40	13.99	13.89	13.88	13.64	17.07
FeO*	3.14	3.52	1.94	1.34	0.39	2.97	2.68	3.00	1.79	1.87	1.16	1.06	1.32	0.47	0.63	2.05
MnO	0.05	0.08	0.03	0.03	0.03	0.07	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.08	0.05	0.04	0.02	0.04
MgO	1.80	1.49	1.01	0.44	0.15	1.36	0.93	1.11	0.80	0.61	0.48	0.35	0.52	0.12	0.11	0.93
CaO	3.73	3.50	3.29	1.24	1.50	2.78	2.15	2.63	2.48	1.93	2.07	1.28	1.31	0.80	0.98	1.55
Na_2O	4.75	4.90	5.02	5.72	5.34	4.74	4.97	4.10	4.86	4.26	4.54	4.20	4.00	4.39	4.30	5.10
K_2O	1.99	2.06	1.50	1.71	2.10	2.78	3.52	3.67	2.71	3.71	3.17	3.83	3.91	3.92	4.05	2.93
P_2O_5	0.30	0.25	0.19	0.10	0.01	0.27	0.23	0.24	0.13	0.11	0.06	0.05	0.09	0.02	0.02	0.09
П.п.п.	0.71	0.60	0.27	1.18	0.33	0.54	0.50	0.40	0.43	0.31	0.38	0.35	0.36	0.34	0.36	0.84
Li	12.57	15.95	9.73	4.63	0.99	18.55	12.22	16.36	14.84	7.78	7.45	32.82	18.57	6.58	1.23	8.95
Rb	33.61	44.24	35.83	20.38	0	60.31	51.77	102.4	51.59	42.45	53.98	143.9	90.52	92.19	60.47	35.61
Cs	0.87	0.82	0.69	0.33	1.09	1.78	0.77	1.13	1.35	0.61	0.94	3.90	1.43	1.30	0.41	1.49
Be	1.78	2.39	2.19	1.53	4.11	1.95	2.20	1.84	1.90	1.13	2.05	2.71	2.30	2.80	2.68	2.69
Sr	1238	959	1232	694	505	1133	780	888	975	798	661	290	319	107	175	764
Ba	1649	890	799	787	131	1306	1453	1772	1181	2284	1002	684	929	240	324	706
Sc	6.14	8.52	1.18	1.28	1.45	4.48	2.36	3.90	2.97	2.05	2.18	3.42	2.36	0.99	1.72	2.60
V	52.06	63.41	44.70	17.63	3.78	38.19	29.72	35.43	21.48	17.55	13.92	9.69	11.93	2.34	4.27	33.97
Cr	16.77	8.11	10.72	10.15	2.81	7.64	9.15	14.51	8.78	41.02	6.71	0.73	2.62	7.07	9.31	36.10
Co	10.13	8.35	6.67	2.10	0.58	6.59	4.07	5.47	3.83	2.67	2.20	1.33	1.70	0.39	0.41	7.00
Ni	15.73	10.85	6.00	4.66	4.35	6.95	2.64	8.44	4.94	5.93	3.48	1.59	3.50	1.49	3.55	9.07
Cu	23.67	7.13	26.24	31.00	8.40	10.35	9.89	14.08	5.66	15.20	7.18	5.71	6.17	9.68	8.10	28.46
Zn	74.67	72.07	43.64	27.74	9.75	88.86	78.29	97.91	66.88	82.89	44.38	50.98	52.30	21.94	14.72	54.14
Ga	20.90	21.18	18.79	14.48	19.29	20.71	19.21	20.46	19.58	16.35	18.88	21.58	18.66	17.58	17.55	18.10
Y	17.70	15.85	4.73	3.64	4.42	13.74	9.23	21.45	8.31	3.61	7.74	12.78	11.57	9.19	7.78	5.40
Nb	17.09	20.17	4.89	6.10	16.30	15.98	12.30	24.82	11.74	5.07	6.79	23.96	14.68	13.82	16.53	4.59
Ta	1.43	1.72	0.24	0.31	1.70	1.16	0.72	2.68	0.76	0.14	0.68	1.94	1.08	1.32	2.26	0.18
Zr	219.0	208.6	211.3	147.6	47.60	183.4	243.8	269.4	138.9	159.3	89.00	85.50	106.0	60.50	81.00	144.9
Hf	5.56	6.58	5.69	4.32	2.47	4.67	6.51	6.83	3.96	4.44	2.96	3.57	4.00	3.07	3.42	3.40
Mo	0.38	0.26	0.14	0.11	0	0.11	0.10	0.21	0.15	0.08	0.21	0.02	0.12	0.02	0	0.19
Sn	0	2.16	0	1.18	0.82	0.38	0	3.89	0	1.17	0	0.06	0	0.42	0.59	4.02
Tl	0.26	0.31	0.21	0.17	0.38	0.67	0.33	0.62	0.46	0.26	0.37	1.01	0.50	0.74	0.55	0.28
Pb	9.99	13.28	10.48	7.78	22.11	12.23	14.79	17.40	13.09	18.41	14.86	21.38	19.08	23.86	28.76	15.91
U	1.72	1.88	1.10	0.72	2.51	1.54	0.89	2.56	1.31	0.48	2.02	2.76	1.49	2.07	3.93	2.43
Th	12.50	8.51	11.38	6.03	4.20	9.04	7.55	20.06	6.51	5.51	5.80	11.96	11.31	6.47	8.07	12.84
La	72.11	51.81	76.40	26.60	2.59	42.64	45.81	83.15	30.35	28.18	15.67	20.75	25.12	6.37	10.38	45.36
Ce	129.3	99.81	116.5	49.19	4.91	98.94	101.6	166.3	57.20	55.34	28.79	43.15	54.28	15.14	23.02	78.08
Pr	12.89	11.05	9.85	5.03	0.48	8.38	8.56	15.82	5.76	5.04	2.87	4.21	5.13	1.59	2.33	7.35
Nd	42.57	38.53	28.39	16.42	1.74	28.76	27.46	52.80	19.00	16.50	10.04	14.48	17.84	5.33	7.84	22.75
Sm	6.64	6.04	2.57	2.05	0.34	4.82	3.84	7.92	3.06	2.00	1.69	2.92	3.33	1.37	1.41	2.74
Eu	1.31	1.39	0.52	0.40	0.18	1.00	0.71	1.20	0.54	0.30	0.34	0.42	0.54	0.26	0.41	0.93
Gd	4.90	4.22	1.58	1.24	0.39	3.48	2.79	5.78	2.21	1.29	1.40	2.56	2.56	1.36	1.26	1.74
Tb	0.67	0.58	0.18	0.15	0.08	0.50	0.36	0.81	0.31	0.16	0.22	0.36	0.39	0.24	0.21	0.22
Dy	3.57	3.10	0.89	0.77	0.55	2.63	1.88	4.40	1.63	0.78	1.39	2.24	2.18	1.66	1.42	1.05
Ho	0.73	0.59	0.17	0.15	0.13	0.53	0.37	0.82	0.31	0.14	0.31	0.47	0.43	0.36	0.31	0.21
Er	1.76	1.51	0.47	0.37	0.43	1.42	0.98	2.12	0.81	0.35	0.90	1.34	1.25	1.10	0.89	0.55
Tm	0.27	0.23	0.08	0.06	0.07	0.21	0.15	0.30	0.13	0.05	0.14	0.20	0.19	0.18	0.15	0.09
Yb	1.67	1.46	0.58	0.41	0.55	1.35	0.93	1.83	0.77	0.35	0.89	1.26	1.18	1.07	1.05	0.55
Lu	0.24	0.22	0.09	0.06	0.09	0.19	0.13	0.26	0.12	0.07	0.13	0.19	0.18	0.15	0.19	0.09

Примечание. 1–5 – породы анатектической серии; 6–15 – породы интрузивной серии; 16 – дайка адамеллит-порфира.
*Fe в виде FeO.

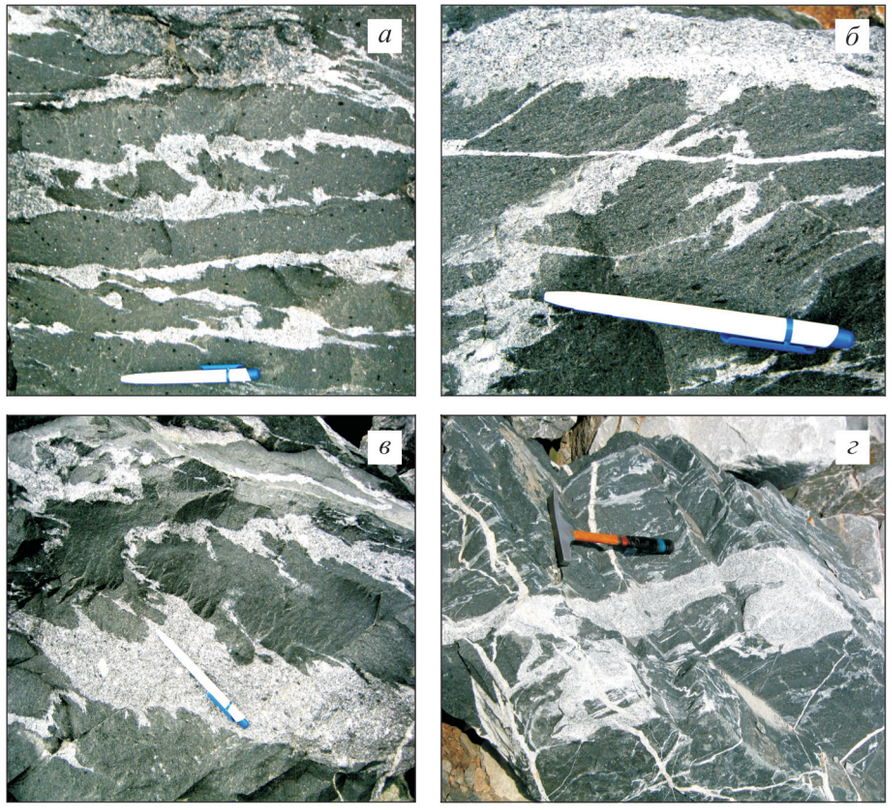


Рис. 8.3. Фото частично расплавленного (мигматитизированного) Bt–Hbl-мелкозернистого габбро (Сыростанский массив, Хребтовский карьер).
Плавление происходит в процессе внедрения габбро, следствием чего является птигматитовая складчатость гранитоидных мобилизатов, которые представлены Bt–Hbl-гранодиоритом или бедным калием Bt-гранитом; бахромчатые ограничения габбро

расплавов), является результатом пластических деформаций не полностью затвердевших масс в процессе их внедрения. Сходный механизм подробно изучен в Степнинском массиве (Bea et al., 2005) и кратко описан в главе 5.

Породы корневой зоны Сыростанского массива образуют серию, которая отличается от близких по возрасту, условиям формирования и генезису массивов северо-западного мегаблока (типичный представитель – Верхисетский массив, см. главу 4) пониженной железистостью, более высоким содержанием калия и стронция (рис. 8.5). Такие параметры химического состава свидетельствуют о повышенной щелочности серии. Типичные спайдердиаграммы редких и редкоземельных элементов (рис. 8.6) не противоречат такому заключению, о чем свидетельствует положительная аномалия Zr, противоречащая надсубдукционной природе массива, которой, в частности, обусловлена отрицательная аномалия Nb и положительная – Sr.

Основная петрохимическая особенность водного анатексиса базитов – калифобный тренд (см. рис. 8.5, *б*, тренд M), обусловленный частичным

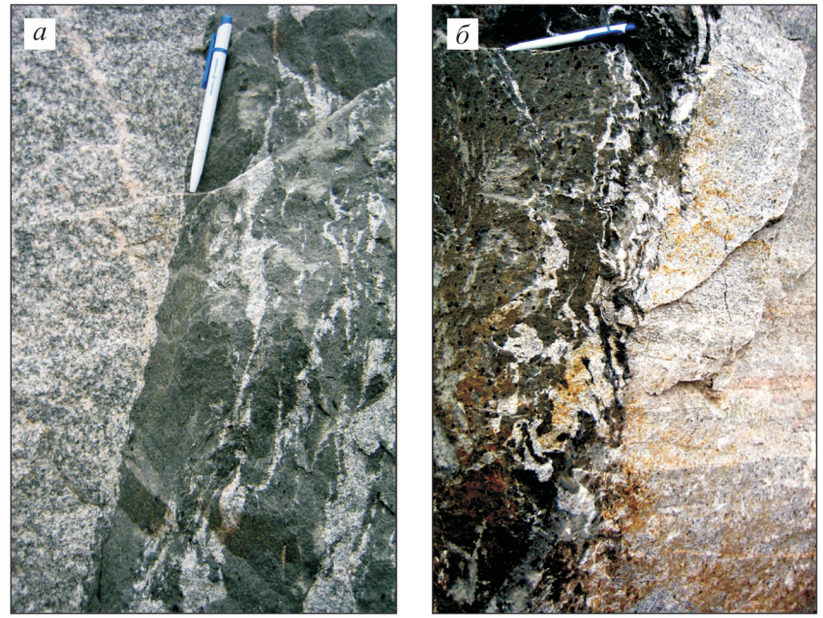


Рис. 8.4. Фото мигматитизированных эндоконтактов синплутонических даек Bt–Hbl-мелкозернистого габбро в массивных (а) и неяснополосчатых (б) Bt–Hbl-гранодиоритах Сыростанского массива (Хребтовский карьер)

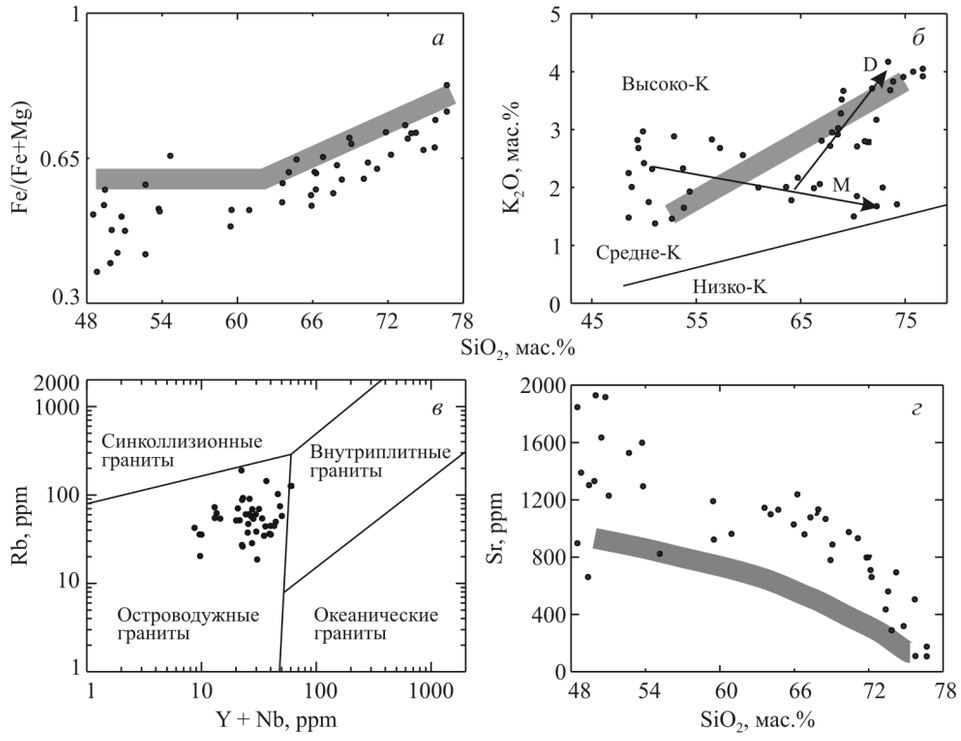


Рис. 8.5. Вариационные диаграммы для пород корневой зоны Сыростанского массива.
Серая линия – тренд составов пород Верхисетского массива. Линиями со стрелками на диаграмме *б* показаны тренды частичного плавления (M) и дифференциации (D). **Поля гранитов из разных тектонических обстановок на диаграмме** *в* по: Pearce **et al., 1984**

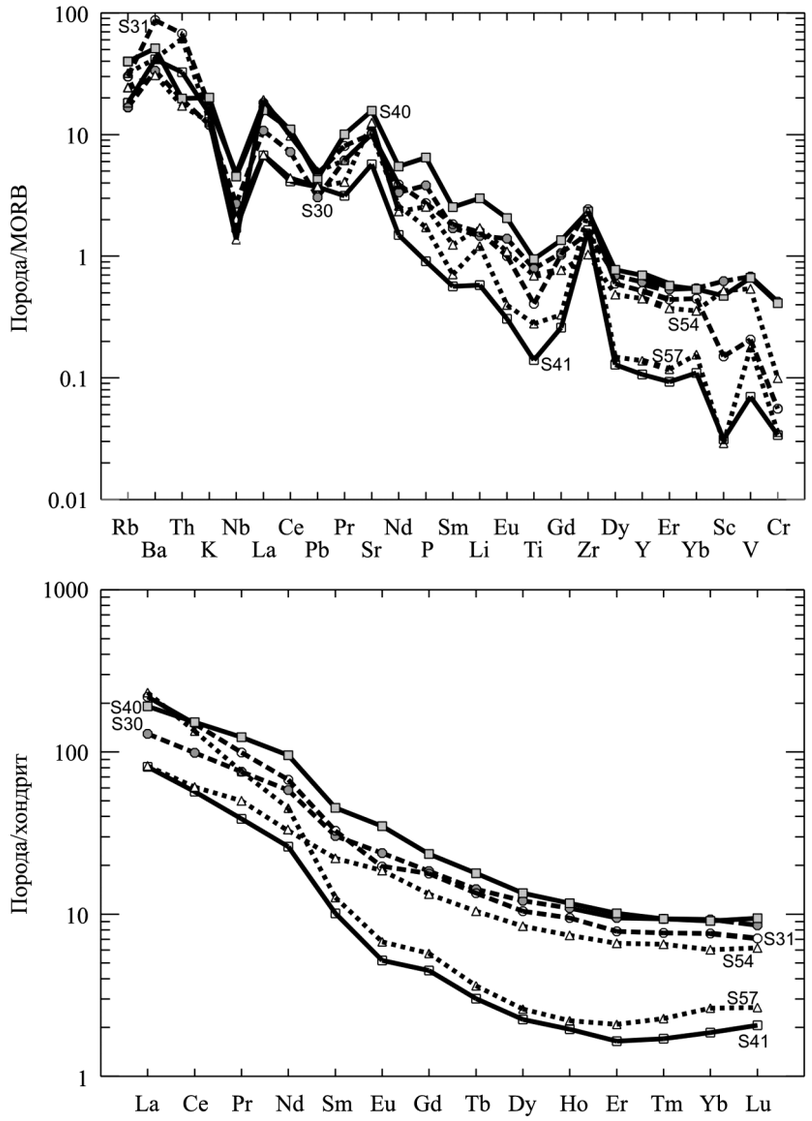


Рис. 8.6. Спайдерграммы редких и редкоземельных элементов в породах корневой зоны Сыростанского массива.
Состав пород см. в табл. 8.3, 8.4

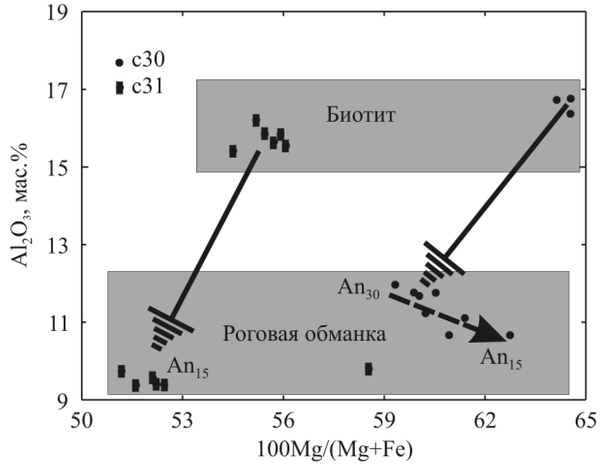


Рис. 8.7. Диаграмма Al_2O_3 – Mg/(Mg + Fe) для роговой обманки и биотита из габбро с30 и продукта его частичного плавления гранодиорита с31.
Состав пород см. в табл. 8.3, 8.4, минералов – в табл. 8.5. Тренд изменения состава плагиоклаза в габбро с30 показан по изменению содержания глинозема

плавлением в области устойчивости главного калиевого минерала габброидов – биотита. Вместе с роговой обманкой этот минерал накапливается в рестите, обусловливая уменьшение содержания калия в продуктах кристаллизации анатектического расплава. При фракционной кристаллизации и сопровождающейся дифференциации такого расплава содержание калия в продуктах дифференциации возрастает, обеспечивая стандартный калиофильный эволюционный тренд (см. рис. 8.5, *б*, тренд **D**).

Минеральный состав габбро и ассоциированных с ними гранитоидов сходен (роговая обманка, биотит, плагиоклаз, эпидот, сфен, апатит, кварц, калишпат), но количественное соотношение минералов, естественно, различно, как и их состав. На рис. 8.7 показано соотношение магнезиальности ($M^{\#}$ = = Mg/(Mg + Fe)) и содержания глинозема в биотитах и роговых обманках из габбро (S30) и гранитоидного обособления в нем (S31), отражающее важные закономерности, свойственные всем породам корневой зоны массива, в той или иной мере захваченным частичным плавлением. Состав пород и минералов приведен в табл. 8.3–8.5. На рис. 8.7 наглядно отражены основные особенности: 1) биотиты имеют бóльшую магнезиальность (Mg/(Fe + Mg)) по сравнению с сосуществующими роговыми обманками, что отражает их более раннюю кристаллизацию; 2) роговые обманки и биотиты из габбро (протолита) характеризуются большей магнезиальностью по сравнению с одноименными минералами из гранитоидного мобилизата; 3) содержание глинозема в роговой обманке и ее магнезиальность связаны обратной зависимостью. Уменьшение глиноземистости роговой обманки в случае примерно изобарической кристаллизации обусловлено уменьшением основности равновесного с ней плагиоклаза в ходе кристаллизации (а следовательно, и его глиноземистости). На этом принципе основан, в частности, эмпирический роговообманково-плагиоклазовый барометр (Ферштатер, 1990). Рост магнезиальности в ходе кристаллизации наблюдается только в случае поздней кристаллизации магнетита, в котором концентрируется железо. Этот случай и отмечается в сыростанских габброидах. С уменьшением магнезиальности роговой обманки габброидов в ходе кристаллизации в ней уменьшается содержание титана и щелочных металлов (см. табл. 8.5).

Таковы главные химические и минералогические особенности анатексиса габброидов в корневой зоне Сыростанского массива, главного процесса,

Таблица 8.5

Типичный химический состав минералов из тонкозернистого габбро (проба с30) и гранодиорита (проба с31), представляющего анатектический расплав Сыростанского массива

Номер пробы	Минерал	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$FeO_{общ}$	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
с30	Амфибол	43.16	1.15	11.91	14.28	11.69	0.23	11.74	1.43	1.12	96.71
		43.69	0.87	11.75	14.01	12.06	0.23	11.76	1.62	1.06	97.05
		44.15	0.82	11.68	14.23	12	0.24	11.79	1.48	1.04	97.43
с31	–“–	44.85	1.65	9.79	15.03	11.91	0.29	11.63	1.58	0.86	97.59
		44.22	0.99	9.56	17.21	10.52	0.35	11.63	1.38	1.02	96.88
		43.17	1.04	9.38	17.32	10.37	0.36	11.7	1.2	1.07	95.61
		44.46	0.85	9.43	17.2	10.54	0.33	11.72	1.22	1.04	96.79
с30	Биотит	36.91	1.32	16.76	14.11	14.41	0.16	0.02	0.11	9.68	93.48
с31	–“–	36.74	2.03	15.41	17.71	11.9	0.28	0.02	0.07	9.65	93.81
		37.35	2.0	16.2	17.22	11.91	0.23	0.02	0.13	9.75	94.81
с30	Эпидот	37.46	0.07	23.32	11.76	0.01	0.13	22.56	0	0	95.31
с31	–“–	37.08	0.04	22.77	12.21	0.01	0.17	22.78	0	0	95.06
с30	Плагиоклаз	57.0	Не опр.	24.91	0.13	Не опр.	Не опр.	7.69	7.03	0.08	96.84
		61.2	–“–	24.58	Не опр.	–“–	–“–	5.86	8.1	0.06	99.8
с31	–“–	60.8	–“–	23.8	–“–	–“–	–“–	5.85	8.44	0.1	98.99

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде Cameca в лаборатории Университета г. Гранада (Испания).

генерирующего гранитоидную магму, продуктами кристаллизации и дифференциации которой сложена бóльшая часть массива на его современном эрозионном срезе. Оторванными от магматического очага порциями этой магмы образованы Тургоякский и Атлянский массивы, северный и южный сателлиты Сыростанского массива (см. рис. 8.2).

КАМЕНСКИЙ МАССИВ

На примере Каменского мигматит-плутона рассмотрим анатексис пород тоналит-гранодиоритового состава, слагающих большую часть массива и образованных в результате частичного плавления роговообманковых габброидов, анатексис которых был описан выше. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в результате мигматизации формируется гранитный расплав, участвующий в образовании крупного Адуйского гранитного массива, расположенного непосредственно севернее Каменского массива (Краснобаев и др., 2006б; Ферштатер и др., 2007).

Каменский массив расположен в палеоконтинентальной зоне северо-западного островодужно-континентального мегаблока (см. рис. 6.6). Западная часть массива, представляющая его корневую зону, сложена полосчатыми мигматитами, восточная – слабо мигматитизированными и гомогенными гранодиоритами, адамеллитами и гранитами. Мигматиты хорошо вскрыты многочисленными выработками в районе строящегося 4-го блока Белоярской АЭС. Преобладают характерные полосчатые мигматиты, валовый состав которых представляют пробы 1, 2, 8 (табл. 8.6), отвечающие по составу кварцевому диориту или гранодиориту. Породы такого состава, по-видимому, и являются протолитом мигматитов. В разной степени мигматитизованные дайки микрогаббро и микродиоритов (табл. 8.6, ан. 9 – дайка, изображенная на рис. 8.8, *б*) прорывают полосчатые мигматиты (рис. 8.8, *б–г*), в формировании которых

Таблица 8.6

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в породах Каменского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	55.51	62.56	69.38	72.25	74.68	59.46	63.95	68.77	63.43
TiO_2	1.88	0.74	0.29	0.26	0.19	0.78	0.57	0.411	0.666
Al_2O_3	19.83	16.55	16.52	14.76	14.02	17.11	16.77	15.19	15.73
Fe_2O_3	0.96	2.22	1.22	0.61	0.04	1.55	1.55	3.05	2.20
FeO	6.10	2.87	1.25	1.44	1.44	3.59	2.51	0.35	2.20
MnO	0.09	0.08	0.04	0.04	0.02	0.08	0.06	0.037	0.075
MgO	3.10	2.53	1.14	0.99	0.70	2.96	2.39	1.77	2.81
CaO	5.17	3.50	2.08	1.50	1.11	4.49	3.48	3.01	3.31
Na_2O	2.61	6.16	5.03	5.21	4.26	5.68	5.68	4.91	4.76
K_2O	2.09	2.21	3.03	3.12	4.05	1.87	2.12	1.95	3.21
P_2O_5	0.38	0.21	0.07	0.05	0.03	0.37	0.18	0.15	0.55
П.п.п.	1.37	0.61	0.44	0.42	0.23	0.62	0.47	0.50	0.80
Li	36.08	25.64	28.92	55.24	26.06	36.75	31.76	18.68	20.22
Rb	31.49	28.44	60.88	105.60	52.44	51.44	41.54	42.01	57.98
Cs	1.65	1.55	1.90	3.55	0.95	1.39	1.86	1.46	1.55
Be	1.11	2.21	2.02	2.37	0.94	1.64	1.67	0.92	1.50
Sr	825	695	400	310	203	837	752	547	1025
Ba	606	607	653	565	559	670	713	521	995
Sc	13.71	8.78	5.51	3.61	1.41	13.82	8.47	4.22	6.56
V	138.5	78.2	42.4	23.0	14.8	117.7	66.9	35.86	58.58
Cr	11.3	34.9	18.0	10.0	224.1	95.9	40.6	10.64	19.75
Co	16.91	10.00	5.27	2.87	2.46	16.21	9.07	5.28	7.88
Ni	6.71	15.50	5.34	3.26	7.08	44.09	26.33	5.82	16.91
Cu	32.0	20.7	0.4	14.1	9.3	73.5	30.2	29.23	18.57
Zn	109.8	135.6	27.7	57.2	118.4	127.8	85.6	24.53	37.73
Ga	21.40	19.89	17.14	17.67	14.20	21.77	19.39	15.29	15.44
Y	15.58	9.21	8.77	5.69	3.11	19.86	12.96	5.64	10.66

Окончание табл. 8.6

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nb	5.83	5.37	5.46	5.77	2.94	10.46	5.89	3.40	17.17
Ta	0.30	0.35	0.45	5.03	0.27	0.89	0.45	0.30	0.93
Zr	20.6	68.4	82.4	53.4	39.5	93.6	86.6	50.05	67.83
Hf	0.72	1.70	2.56	1.81	1.20	2.10	2.25	1.42	1.80
Mo	0.43	0.20	0.09	1.10	0.65	0.47	0.23	0.10	0.28
Sn	2.19	1.90	1.65	1.82	0.93	4.33	2.27	1.21	1.43
Pb	13.25	11.72	16.14	25.23	20.98	26.24	20.08	10.28	12.60
U	0.60	1.58	2.42	1.43	0.75	1.70	2.28	1.47	1.80
Th	2.54	4.20	7.33	6.07	2.75	4.46	4.44	4.78	5.37
La	18.17	22.40	17.31	13.76	7.59	37.73	24.02	19.31	41.98
Ce	42.87	43.80	35.89	26.48	17.85	85.13	50.52	37.17	82.71
Pr	5.60	5.27	4.02	2.92	1.68	10.65	6.32	4.07	9.19
Nd	23.50	19.63	14.38	9.53	5.68	40.33	24.64	14.93	32.60
Sm	4.93	3.44	2.60	1.65	0.98	7.20	4.57	2.75	5.19
Eu	1.49	1.03	0.82	0.49	0.29	1.82	1.27	0.71	1.27
Gd	4.17	2.56	2.08	1.29	0.72	5.55	3.56	1.35	2.17
Tb	0.58	0.34	0.29	0.18	0.10	0.73	0.48	0.22	0.39
Dy	3.04	1.79	1.53	1.60	0.55	3.81	2.47	1.27	2.35
Ho	0.59	0.34	0.31	0.21	0.11	0.74	0.46	0.23	0.44
Er	1.52	0.94	0.79	0.58	0.33	1.80	1.29	0.64	1.23
Tm	0.21	0.14	0.12	0.09	0.06	0.28	0.19	0.08	0.16
Yb	1.22	0.82	0.78	0.57	0.33	1.59	1.13	0.47	1.01
Lu	0.17	0.13	0.12	0.08	0.05	0.21	0.16	0.07	0.14

Примечание. 1 – кв. диорит 308; 2 – гранодиорит 311; 3 – адамеллит 312; 4 – гранит 301; 5 – гранит 309; 6, 7 – меланосома 314 и лейкосома 315 полосчатого мигматита соответственно; 8 – валовый состав мигматита 429; 9 – слабо мигматизированная дайка диорита 430, секущая полосчатые мигматиты.

выделяются несколько этапов, ярко выраженных геологически. Они фиксируются наличием ксенолитов мигматитов в разной мере мигматизированных кварцевых диоритах и гранодиоритах (рис. 8.8, *д*, *е*). Полосчатая текстура мигматитов с мощностью отдельных прослоев не более 2–3 см свидетельствует о том, что в основном перемещение анатектического расплава ограничивалось небольшим расстоянием и контролировалось сдвиговыми нарушениями, определяющими полосчатый тип текстуры.

Разница в химическом составе меланосомы и лейкосомы не столь велика, как в их внешнем виде. Обычно состав той и другой породы ограничен областью составов кварцевый диорит–гранодиорит (см. табл. 8.6, ан. 6 и 7). По мере приближения состава лейкосомы к гранитному формы ее обособления все более напоминают жильные и порода приобретает черты внедренной,

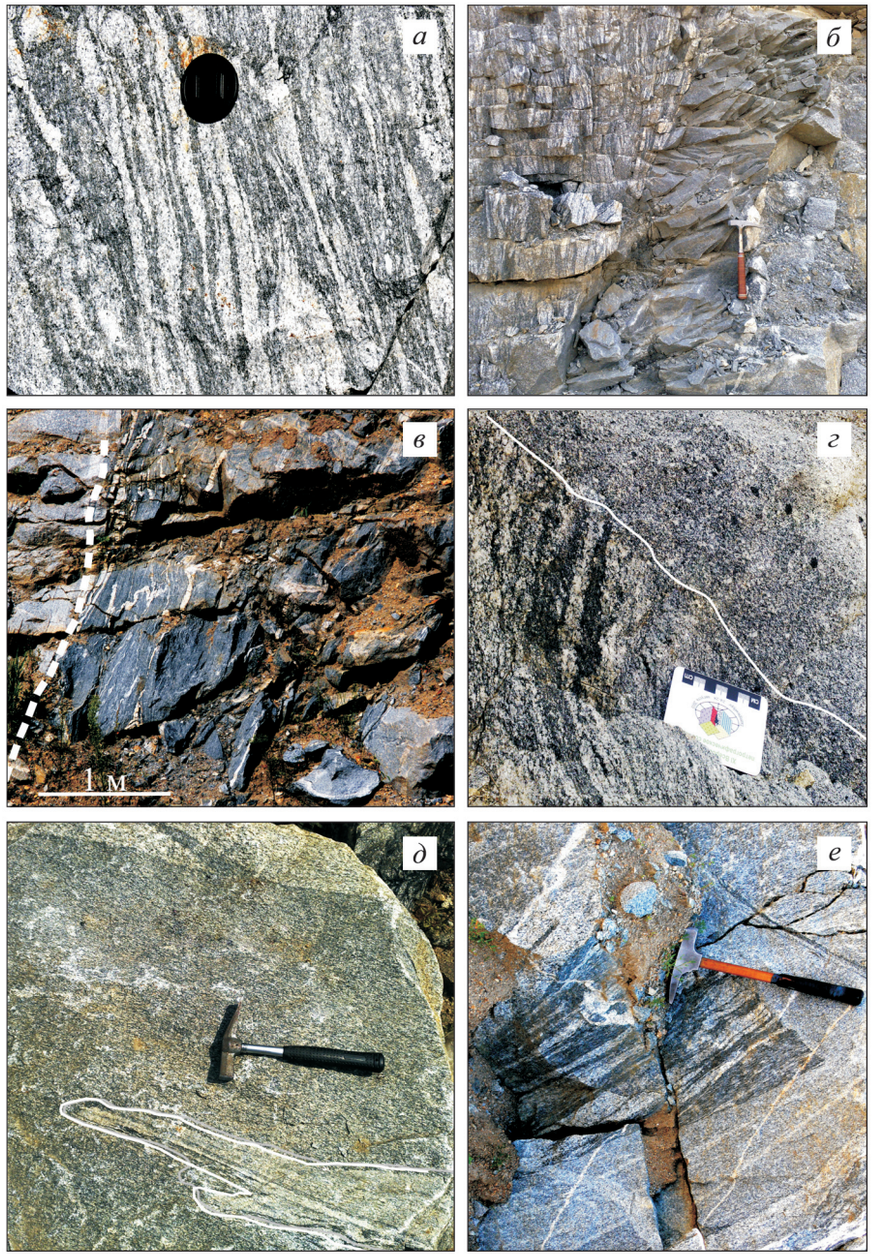


Рис. 8.8. Фото обнажений в северной (нижней) части Каменского массива в районе 4-го энергоблока Белоярской АЭС:

а – типичная текстура мигматита гранодиоритового состава; *б* – слабо мигматизированная дайка Hbl-микрогаббро; *в* – дайка Hbl-микрогаббро мощностью 3 м, участками мигматизированная; *г* – контакт дайки Hbl-диорита (верхняя правая часть фото) с мигматитом; *д* – ксенолит мигматита в дайке Hbl-Bt-кварцевого диорита, в верхней части фото – апофиза дайки; *е* – ксенолит мигматита в мигматизированном гранодиорите

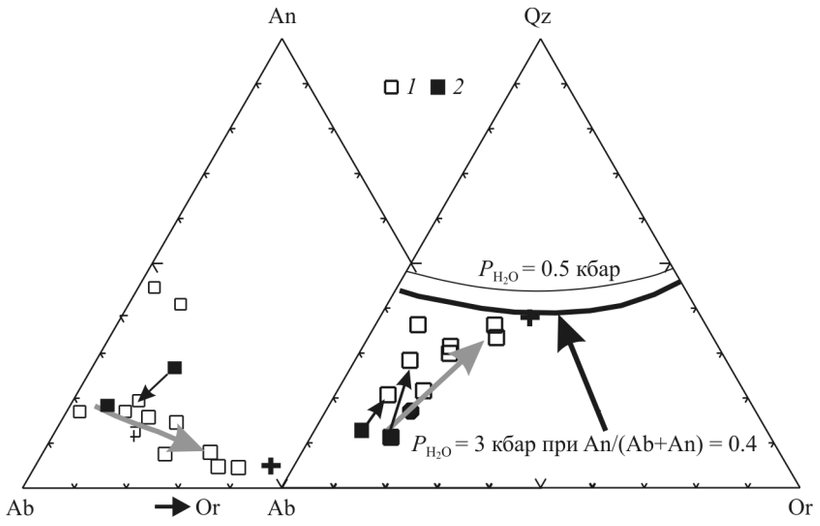


Рис. 8.9. Диаграммы **Ab–An–Or и Ab–Qz–Or для CIPW мезонорм пород Каменского массива:**
1 – лейкосомы и гомогенные породы; *2* – меланосома. Тонкими стрелками соединены составы пар меланосома–лейкосома. Крестик – средний состав гранита Адуйского массива. Серой линией показан тренд магматической дифференциации гранитов Каменского массива

в частности, ее ограничения пересекают направление полосчатости мигматитов. Граниты образуют ясные жилы в полосчатых мигматитах. Лейкосома полосчатых мигматитов сильно отличается по составу от кварц-полевошпатового минимума (рис. 8.9) и, судя по изложенным выше геологическим наблюдениям, эволюционирует в сторону этого минимума, обогащаясь кварцем и калишпатом. Эволюция состава по этому тренду, обозначенному на рис. 8.9 серой линией со стрелкой, сопровождается перемещением расплава, который кристаллизуется в виде штокверка адамеллитовых или гранитных жил. Граниты северной части Каменского массива (табл. 8.6, ан. 4, 5) близки по составу гранитам Адуйского массива. Сложная и длительная эволюция этих гранитов находит отражение в цирконе из них, который образует четыре возрастные популяции возрастом 331±3.7, 298.4±2.8, 280.8±5.1 и 250.3±1.6 млн лет (см. главу 4). Первая популяция, по-видимому, отвечает реликтовому циркону гранодиоритового протолита, вторая – главному этапу мигматизации, а третья и четвертая – этапам эволюции вторичного анатектического расплава. Эти генерации являются ведущими в гранитах Адуйского массива (см. главу 6; Краснобаев и др., 2006б).

ВЫВОДЫ

Большая часть гранитоидов ГТГГ-массивов образована в результате многоступенчатого анатексиса. В их формировании выделяются два крупных этапа:

1) самопроизвольное частичное плавление продуктов водного базитового магматизма – роговообманковых габбро и диоритов с образованием расплавов тоналитов, гранодиоритов и бедных калием гранитов;

2) частичное плавление гранитоидного протолита с образованием адамеллитового и гранитного расплавов.

Магнезиальность (**Mg/(Fe + Mg)) биотита в анатектических породах выше,** чем у сосуществующего амфибола, что составляет характерную особенность именно продуктов водного анатексиса. В интрузивных сериях ГТГГ-массивов эти минералы характеризуются обратным соотношением величины магнезиальности. По-видимому, отмеченная особенность отражает б**о́льшую устойчи**вость биотита к окислению. В результате окисления роговой обманки ее магнезиальность растет за счет обособления части железа в магнетите, на чем и основан принцип феррофаций (Ферштатер, 1987). При этом происходит перекристаллизация амфибола, что находит отражение в структуре породы, которая фиксирует более позднюю кристаллизацию амфибола, что и наблюдается в шлифах. Так, при фугитивности кислорода, отвечающей магнетит-гематитовому буферу при температуре 500 °С, амфибол с магнезиальностью 0.6 и ниже окисляется, а биотит при этом устойчив при значении # M до 0.2 (Ферштатер, 1987). Типичный анатектический минерал – эпидот, ассоциирующийся с плагиоклазом $An_{10–40}$. Состав последнего определяется температурой.

Анатексис происходит в области термальной стабильности биотита и роговой обманки. При отсутствии в составе протолита калиевого полевого шпата главным носителем калия в протолите является биотит, что приводит к формированию плагиогранитных кремнекислых мобилизатов. Малокалиевые гранитоиды – характерная порода всех ГТГГ-массивов.

Роговообманковые габброиды, которыми начинается формирование ГТГГ-массивов – продукты водного базитового магматизма – обладают рядом вещественных и структурных особенностей, сближающих их с метаморфическими породами: 1) наличие аллотриоморфно-зернистого агрегата, состоящего из плагиоклаза, роговой обманки, биотита и эпидота, цементирующего более крупные зерна плагиоклаза и роговой обманки, гнейсовидная и мигматитовая текстура; 2) кислый состав плагиоклаза в габброидах, свойственный, скорее, амфиболитам, чем магматическим породам; 3) обычное присутствие эпидота, типичного минерала амфиболитов; 4) уравновешенность минерального парагенезиса габбрового протолита и гранитоидного мобилизата. Основными критериями определения природы пород в этом случае являются геологические. Роговообманковые габброиды обладают такими ясными признаками магматических пород, как интрузивное залегание, контактовое воздействие, фракционная кристаллизация и др. Продукты кристаллизации сухих (маловодных) базитовых расплавов структурно и минералогически резко отличаются от водных габброидов. Они представлены пироксеновыми (±оливин) долеритами или габбро **с долеритовой или офитовой структурой.**

Глава 9. ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ ГРАНИТЫ В СУТУРАХ УРАЛА

Породы гранитоидного состава известны в ареалах высокобарических метаморфических пород эклогитовой и глаукофан-сланцевой фаций. Они описаны в разных по возрасту и геологической позиции метаморфических комплексах (Green, Mysen, 1972; Krogh, 1980; Rollinson, Windley, 1980; Соболев, Шацкий, 1986; Wang, Liou, 1991; Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Rollinson, 1994; Перчук и др., 1995; и др.).

Высокобарические породы выделены и на Урале, где они залегают в зоне Главного Уральского разлома (см. рис. В.1). Их образование связывают с конвергентным взаимодействием Восточно-Европейской континентальной и Уральской океаническо-островодужной плит. Этим породам посвящена обширная литература (Удовкина, 1971; Ленных, 1977; Вализер, Ленных, 1988; Добрецов и др., 1989; Русин, Никифоров, 1992), однако сведения о породах кислого состава в пределах уральских высокобарических метаморфических комплексов фрагментарны.

В отличие от базитов высокобарические породы кислого и среднего составов не обладают ярко выраженными минералогическими особенностями. Большинство авторов объясняет это валовым химическим составом пород, не способным продуцировать какие-либо особые минеральные ассоциации, по крайней мере, в поле стабильности плагиоклаза, ниже равновесия альбит = жадеит + кварц. Даже в ультравысокобарических комплексах, таких, например, как кокчетавский алмазоносный комплекс (Перчук и др., 1995) или гнейсовый террейн западной Норвегии, ультравысокие давления в гнейсах, вмещающих эклогиты, фиксируются лишь по косвенным признакам.

Нами были выявлены своеобразные высокобарические породы кислого состава на Урале за пределами развития известных глаукофан-сланцевых и эклогитовых комплексов (Ферштатер и др., 2002).

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ МЕТАГРАНИТОВ

В настоящее время установлены и довольно детально изучены три участка развития высокобарических ортопород кислого состава. Два из них находятся в зоне Главного глубинного разлома – район горы Белой к северу от Кытлымского массива и Чашковский гранитный массив, а третий располагается в западном экзоконтакте Челябинского батолита и назван нами Харлушинским по имени ближайшего населенного пункта (см. рис. В.1) Во всех указанных районах кислые породы ассоциированы с амфиболитами и сходны по особенностям минерального состава (при резких различиях химического): для них характерен парагенезис высокоглиноземистой роговой обманки и кальциевого альмандина, не типичный для кислых пород. В последнее время выявлены еще несколько точек распространения таких пород (Шардакова, Шагалов, 2004; Зинькова и др., 2005).

Район горы Белой. Высокобарические ортопороды кислого состава – плагиогранитогнейсы – образуют жилы и небольшие интрузивные тела в амфиболитах зоны ГУГР между горой Белой на севере и Кытлымским платиноносным массивом на юге. Амфиболиты – это преобразованная базальтоидная часть офиолитового комплекса, возраст которого предполагается как среднеордовикский по аналогии с более южными районами Урала. Плагиогранитогнейсы представляют собой продукты мигматизации, частичного плавления амфиболитов. Названный комплекс пород является вмещающим для зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса Урала, которые внедряются в уже метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($P_{общ}$ = 6–8 кбар, t = 500–600 °С) породы и создают в них вторичную метаморфическую зональность, выражающуюся в падении уровня метаморфизма с удалением от массивов (Эвгеосинклинальные…, 1984). На расстоянии до 0.5 км от Кытлымского массива амфиболиты превращены в двупироксеновые и амфиболовые роговики, а плагиогранитогнейсы – в амфибол-кварц-альбитовые породы роговиковой структуры. На большем расстоянии, где влияние массива уже не сказывается, плагиогранитогнейсы представляют собой мелко- и среднезернистые породы гнейсовидной текстуры и порфировидной структуры. В порфировидных выделениях размером 1–2 мм обособляется альбит-олигоклаз $An_{5–20}$, сцементированный агрегатом гранулированного кварца, в парагенезисе с гроссуляр-альмандиновым гранатом, высокожелезистой глиноземистой роговой обманкой, магнетитом и ильменитом. Кроме того, встречаются слюдистые минералы: белая слюда, отвечающая по составу парагониту, и почти полностью хлоритизированный биотит.

Результаты изотопного изучения циркона из плагиогранитогнейса к788 приведены в табл. 9.1 и на рис. 9.1. Этот плагиогранитогнейс аналогичен по составу образцу кт42 (табл. 9.2) и взят из того же обнажения. Отчетливо выделяются три популяции цирконов возрастом 405–420, 379 и 299 млн лет. Цирконы ранней популяции представлены обломками кристаллов с содержанием урана 100–250 ppm. Можно полагать, что эти цирконы близки к первичным и отражают возраст субстрата или образованы в процессе фонового регионального метаморфизма. Наиболее распространенная популяция возрастом 379 млн лет представлена призматическими зональными зернами неоднородного строения, в которых состав и возраст разных частей кристалла уравновешены (зерна 27, 28). Это значение возраста отвечает пику высокобарического эклогитового метаморфизма в зоне ГУР, детально изученного на примере максютовского комплекса (Пучков, 2010; см. также ссылки на лит. источники в этой работе). Для нашего случая можно с большой долей уверенности утверждать, что цирконы второй популяции образованы именно на пике высокобарического метаморфизма. Молодая популяция характеризуется обычным присутствием значительных количеств нерадиогенного свинца, чем обусловлено отклонение таких зерен от конкордии. Нижнее пересечение образованной ими дискордии отвечает возрасту 299.1±2.7 млн лет. Типичные зерна представлены слабо зональными разностями с варьирующимся содержанием урана от 150 до 1000 ppm и более. В отдельных кристаллах удается наблюдать обрастание цирконом третьей генерации предположительно высокобарического циркона

Таблица 9.1

Изотопные характеристики циркона из плагиогранитогнейса к788

Номер зерна	U	Th	^{206}Pb	Отношения изотопов			Возраст, млн лет			
	ppm			$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	207-corr
1.1	143	53	7	0.05012	0.05978	0.41308	200.3±202	374.3±3.6	351.1±25	376.1±5.5
2.1	2495	3280	107	0.0922	0.0494	0.62803	1471.5±15	310.9±1.3	494.9±3.7	295.4±1.5
3.1	200	111	8	0.05224	0.04794	0.34527	295.9±35	301.8±2.6	301.2±4.8	301.8±2.9
4.1	97	17	5	0.0553	0.06493	0.49513	424.5±26	405.6±3.1	408.4±4.9	405.4±3.6
5.1	933	807	40	0.08373	0.04953	0.57182	1286.5±43	311.6±0	459.2±8.2	299.4±0.8
6.1	225	63	9	0.05387	0.0472	0.35055	365.5±84	297.3±1.7	305.1±9.8	296.8±2.5
7.1	173	72	9	0.06073	0.05977	0.50043	629.7±22	374.2±3.1	412±4.6	371.1±3.4
9.1	156	58	6	0.0673	0.04762	0.44188	847.1±60	299.9±2.3	371.6±9.3	294.3±3
10.1	272	200	11	0.05305	0.04728	0.34585	331.1±48	297.8±1.8	301.6±5.8	297.5±2.3
12.1	396	340	22	0.25929	0.06415	2.29357	3242.5±6	400.8±3.4	1210.3±7	297.3±3.1
13.1	398	45	16	0.05314	0.04695	0.34397	334.7±43	295.8±202	300.2±5.3	295.4±2.5
14.1	134	42	8	0.05337	0.06691	0.49241	344.7±20	417.5±307	406.6±4.5	418.5±4
15.1	475	229	20	0.0624	0.04751	0.40883	687.9±54	299.2±1.6	348±7.6	295.5±2.2
16.1	88	16	5	0.05703	0.06504	0.51144	492.7±35	406.2±2.2	419.4±5.8	405.1±2.6
17.1	458	329	19	0.05371	0.04902	0.36297	358.9±40	308.5±2	314.4±5.1	308±2.3
18.1	154	55	7	0.09924	0.05089	0.69628	1609.7±11	320±3.2	536.6±5.2	301.3±3.3
19.1	43	11	2	0.05335	0.06007	0.44183	343.7±91	376±4.2	371.5±13	376.4±5.2
19.2	91	25	5	0.05348	0.06064	0.44716	349.5±64	379.5±4.8	375.3±9.7	379.9±5.7
20.1	224	141	9	0.05301	0.04451	0.32537	329.3±26	280.7±1	286±3.1	280.4±1.4
21.1	43	10	2	0.05507	0.06147	0.46668	414.9±83	384.5±9.8	388.9±15	384.1±11
21.2	89	25	5	0.05242	0.06155	0.44486	303.9±15	385±5.5	373.7±5.2	386±5.9
23.1	82	25	4	0.05338	0.05978	0.44005	345.1±24	374.3±1.6	370.3±3.7	374.6±1.8
24.1	106	30	6	0.05264	0.06082	0.4414	313.3±53	380.6±1.6	371.2±7.4	381.4±2.2
25.1	65	11	3	0.05434	0.06164	0.46184	385.3±17	385.6±4.3	385.5±4.5	385.6±4.5
26.1	247	29	14	0.05538	0.0646	0.49327	427.5±3.8	403.5±1.4	407.1±1.8	403.1±1.3
27.1	53	13	3	0.05793	0.06066	0.48446	527.1±11	379.6±4.1	401.1±4.2	377.9±4.4
27.2	202	75	11	0.05246	0.06046	0.43734	305.5±14	378.4±2.2	368.4±2.9	379.3±2.5
28.1	44	10	2	0.05742	0.06008	0.4757	507.9±54	376.1±6.6	395.1±10	374.6±7.3
28.2	57	18	3	0.05822	0.0611	0.4905	538.1±5	382.3±4.8	405.3±4.6	380.4±4.8
29.1	681	473	35	0.19991	0.05916	1.63077	2825.5±54	370.5±4.2	982.2±22	302.4±6.6
30.1	141	59	7	0.0539	0.0614	0.4563	366.9±24	384.1±2.5	381.7±4.2	384.3±2.9
32.1	92	16	5	0.05387	0.06726	0.49956	365.5±41	419.6±3.2	411.4±6.8	420.3±3.7
33.1	259	114	15	0.05454	0.06728	0.50591	393.3±19	419.7±5.1	415.7±5.4	420.1±5.5
34.1	145	61	6	0.06785	0.04907	0.459	863.9±25	308.8±2.7	383.6±4.9	302.8±2.9

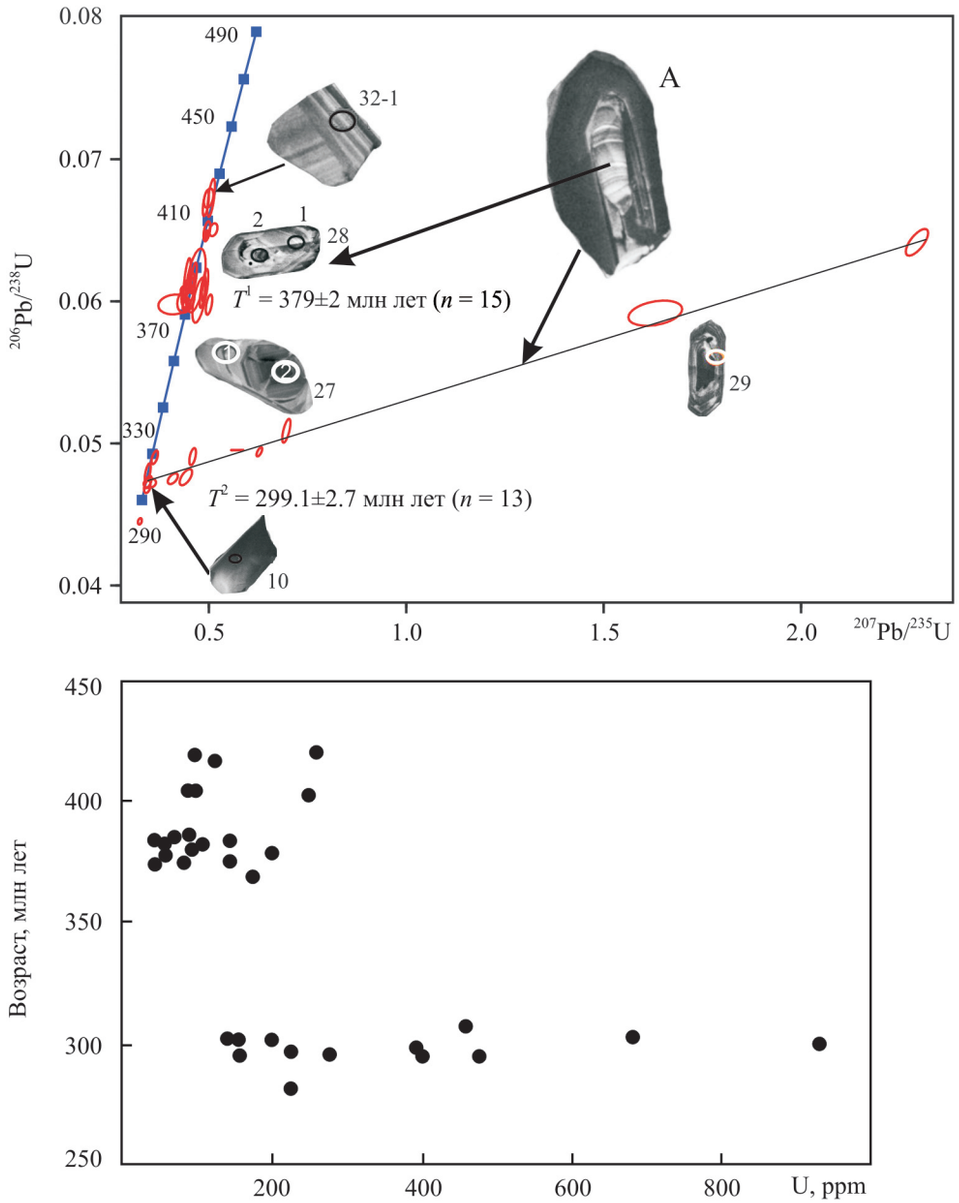


Рис. 9.1. Диаграммы $^{206}Pb/^{238}U$ – $^{207}Pb/^{235}U$ с конкордией и дискордией и содержание урана – возраст для циркона из плагиогранитогнейса к788.

Типичные катодолюминесцентные изображения зерен помещены около фигуративных точек (эллипсов) их возрастов. Пояснения см. в тексте. Анализы выполнены в лаборатории IBERSIMS (Университет г. Гранада, Испания)

Таблица 9.2

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в плагиогранитогнейсах (1–6) и гранитогнейсах (7–11)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	кт38	кт42	чл 221	чл223	чл215	чл299	ил398	ил618	ил409	ил608	ил609
SiO_2	71.48	73.46	72.46	73.05	76.06	74.03	72.4	73.23	74.98	71.26	74.37
TiO_2	0.48	0.25	0.29	0.25	0.21	0.06	0.27	0.41	0.31	0.32	0.18
Al_2O_3	13.69	12.64	12.49	12.51	12.13	14.50	14.16	14.38	13	14.42	13.03
Fe_2O_3	1.45	1.31	2.02	1.80	2.90	0.55	0	0.53	0.2	0.04	0.91
FeO	2.56	3.28	2.39	2.39	0.72	0.72	2.8	2.28	1.6	2.98	1.84
MnO	0.06	0.08	0.13	0.12	0.08	0.14	0.07	0.04	0.03	0.09	0.07
MgO	1.13	1.15	0.76	0.54	0.69	0.31	0.47	0.88	0.88	0.57	0.29
CaO	3.18	2.82	4.64	4.12	4.54	3.88	0.58	1.07	0.7	1.03	0.69
Na_2O	4.89	3.58	3.35	3.67	1.44	4.75	4.2	5.12	4.68	3.99	3.94
K_2O	0.1	0.08	0.32	0.32	0.33	0.19	2.68	1.65	2.6	4.52	4.58
P_2O_5	0.08	0.04	0.04	0.06	0.04	0.17	0.06	0.11	0.09	0.08	0.03
П.п.п.	0.76	0.92	0.36	0.00	0.22	0.46	1.12	0	0.08	0.78	0
Сумма	99.86	99.61	99.25	98.83	99.36	99.76	98.81	99.7	99.15	100.08	99.93
Li	0	0.28	6.34	5.78	7.79	6.42	24	27	25	17	13.4
Rb	2.1	1.8	4.38	9.13	9.07	5.21	69	33	45	72	198
Cs	0	0	0.33	0.16	0.25	0.76	3	2	1	3	4.47
Be	0.78	0.65	0.41	0.65	0.46	13.42	3	3	2	3	3.43
Sr	203.1	160.7	100.1	125.3	64.4	109	127	87	40	60	30
Ba	57.2	47.3	53.6	76.5	57.1	74.1	382	94	78	589	479
Sc	13.48	13.28	16.59	20.35	12.54	3.77	12	11	9	11	21
V	29.27	9.4	13.6	3.85	16.4	5.5	14	26	18	19	3.62
Cr	52.92	79.21	7.11	5.75	5.22	150.38	16	24	5	69	1276
Co	2.79	2.53	3.58	2.97	3.83	2.95	2	4	2	3	5.91
Ni	8.36	16.05	3.05	2.12	3.32	4.22	27	8	5	104	790
Ga	13.75	13.68	14.26	14.54	13.2	22.02	14	15	15	14	26.15
Y	23.25	39.83	29.03	33.43	24.88	13.05	19.6	12.3	5.8	14.2	33.57
Nb	0.1	0	0.58	0.71	0.6	11.17	17.4	15.2	9.6	18.8	12.58
Ta	0	0	0.06	0.06	0.07	4.69	2.3	2.2	1.2	2.1	2.57
Zr	15	52	48.6	52.3	48.2	27.1	230	130	116	258	296
Hf	0.53	1.58	0.57	0.93	0.27	0.58	3.9	2.7	2.4	4.3	8.34
Pb	2.94	1.86	2.66	5.15	1.77	6.44	21.4	7.5	5.8	11.9	32.66
U	0.2	0.33	0.23	0.33	0.25	1.24	2.6	2	0.9	1.1	4.33
Th	2.53	2.49	0.37	0.56	0.4	1.91	11.8	12.4	11.4	6.9	23.59
La	4.97	7.19	1.47	1.88	1.64	2.2	14.3	36.9	29.2	19	75.02
Ce	10.61	18.26	4.57	5.39	4.65	5.45	62.9	58.3	56.7	53.3	140.75
Pr	1.47	2.66	0.8	0.98	0.79	0.77	3.3	7.6	6.2	4.7	16.23

Окончание табл. 9.2

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	кт38	кт42	чл 221	чл223	чл215	чл299	ил398	ил618	ил409	ил608	ил609
Nd	6.41	13.06	4.7	5.7	4.37	3.39	11.4	26.4	20.9	16.3	56.85
Sm	1.84	4.14	1.94	2.41	1.74	0.97	2.34	4.76	3.66	3.23	8.84
Eu	0.62	1.02	0.74	0.81	0.67	0.16	0.44	0.69	0.39	0.57	0.82
Gd	1.79	3.94	2.83	3.62	2.61	1.13	2.62	3.85	2.95	2.92	7.05
Tb	0.38	0.74	0.62	0.74	0.55	0.22	0.48	0.53	0.36	0.47	0.93
Dy	3.15	5.96	4.4	5.26	3.72	1.76	3.19	2.64	1.51	2.72	5.47
Ho	0.8	1.41	1.06	1.23	0.89	0.4	0.79	0.49	0.24	0.6	1.2
Er	2.44	4.16	3.08	3.52	2.62	1.27	2.39	1.28	0.59	1.77	3.58
Tm	0.4	0.67	0.52	0.57	0.42	0.22	0.43	0.19	0.08	0.3	0.62
Yb	2.51	4.21	3.44	3.8	2.72	1.54	2.74	1.17	0.43	1.73	4.2
Lu	0.39	0.65	0.54	0.63	0.45	0.23	0.42	0.16	0.06	0.28	0.89

Примечание. 1, 2 – плагиогранитогнейсы Белогорского участка; 3–6 – Харлушинский участок: 3–5 – плагиогранитогнейсы, 6 – жила аплита; 7–11 – Чашковский массив: 7–9 – малокалиевые, 10, 11 – калинатровые граниты.

№ 2 (см. рис. 9.1, зерно А, в котором хорошо сохранились ядро и обрастающая его оторочка молодого циркона).

В относительно крупных телах плагиогранитогнейсов видно, что породы образуют обычную гомодромную серию, ранние члены которой представлены адамеллитами, а поздние – аплитовидными и пегматоидными лейкогранитами (см. табл. 9.1). Все породы претерпели деформации, в результате которых приобрели гнейсовидную текстуру и были собраны в птигматитовые складки. При этом плагиогранитогнейсы секут гнейсовидность амфиболитов, образуя фестончатые контакты, фиксирующие замки мелких складок (рис. 9.2, *а*, *б*). Эти данные свидетельствуют о том, что *деформации амфиболитов предшествовали высокобарическому метаморфизму*, в процессе которого все породы были совместно деформированы.

По химическому составу плагиогранитогнейсы представляют собой практически бескалиевые высококальциевые породы, отвечающие кварц-плагиоклазовой котектике (рис. 9.3, 9.4), они сходны с плагиогранитами, ассоциированными с офиолитами (Эвгеосинклинальные…, 1984). Это свидетельствует, во-первых, об их магматическом происхождении, а во-вторых, о приблизительно изохимическом характере метаморфизма. Породы имеют высокую железистость и повышенное содержание марганца, а также низкое содержание щелочей (см. табл. 9.2, рис. 9.3). Незначительное отклонение некоторых точек на диаграмме K_2O–CaO от гранитного котектического ряда (см. рис. 9.3) связано с развитием вторичного альбита. Важно подчеркнуть, что плагиограниты, расположенные в той же части гранитного котектического ряда, что и рассматриваемые, содержат плагиоклаз андезин-лабрадорового состава $An_{35–50}$ (Штейнберг и др., 1971; Эвгеосинклинальные…, 1984; Ферштатер, 1987), тогда как их высокобарические аналоги при том же валовом химическом составе состоят из олигоклаза или альбит-олигоклаза. Такой состав плагиоклаза характерен не только для белогорских, но и для харлушинских плагиогранитов, что

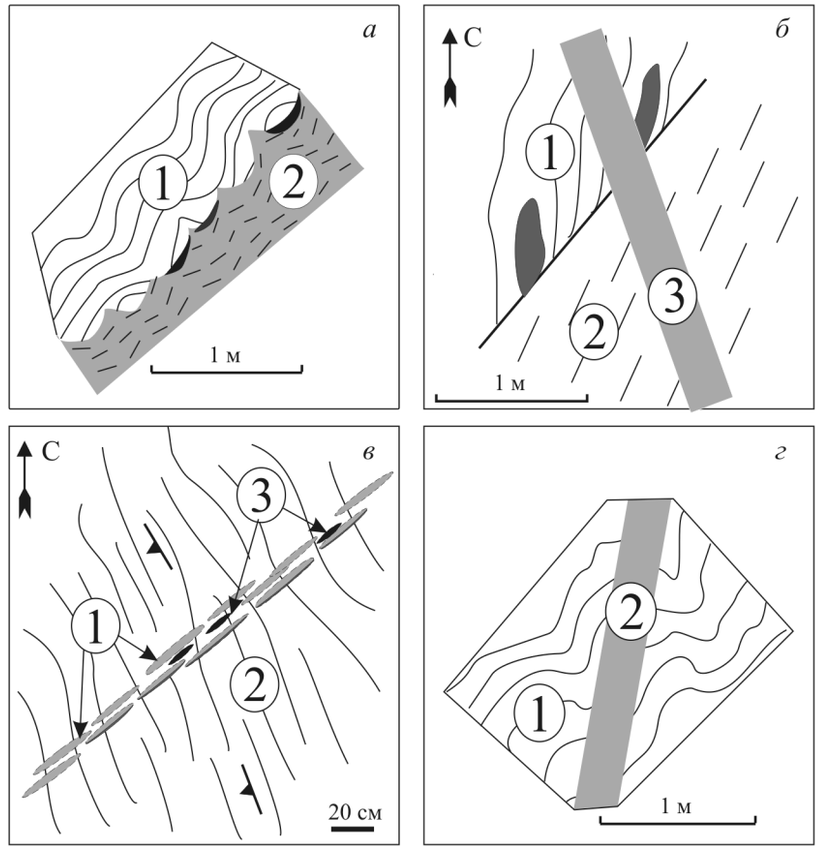


Рис. 9.2. Зарисовки геологических соотношений:
а – район горы Белой, эпидотовый амфиболит (1), рассеченный жилой плагиогранитогнейса (2), на контакте – выделения крупнокристаллического кварца (*черное*);
б – район горы Белой, тоналитогнейс (1) с ксенолитами амфиболита, рассеченный жилой плагиогранитогнейса (2), обе породы секутся жилой аплита (3);
в – Харлушинский район, будинированная дайка тонкозернистого амфиболита (1) с афанитовым (закаленным?) односторонним контактом (*темные полосы*) в плагиогранитогнейсе (2), между будинами – выделения крупнокристаллического кварца (3);
г – Чашковский массив, гнейсовидный гранит (1) с жилой аплита (2)

является важным подтверждением высокобарической природы минерального парагенезиса.

Распределение редких (рис. 9.5), в том числе редкоземельных элементов (рис. 9.6), тренды которых характеризуются положительным наклоном, наряду с предельно низким содержанием калия в высокобарических плагиогранитах подтверждает офиолитовую природу пород.

Главной особенностью минерального состава плагиогранитогнейсов является ассоциация высокоглиноземистой роговой обманки с кальциевым альмандином (табл. 9.3, 9.4). Роговая обманка, по современной классификации (Leake и др., 1997), относится к амфиболам группы ферропаргасит-гастингсит и представляет собой богатую марганцем и бедную титаном и калием умеренно железистую разновидность с высоким содержанием глинозема. Послед-

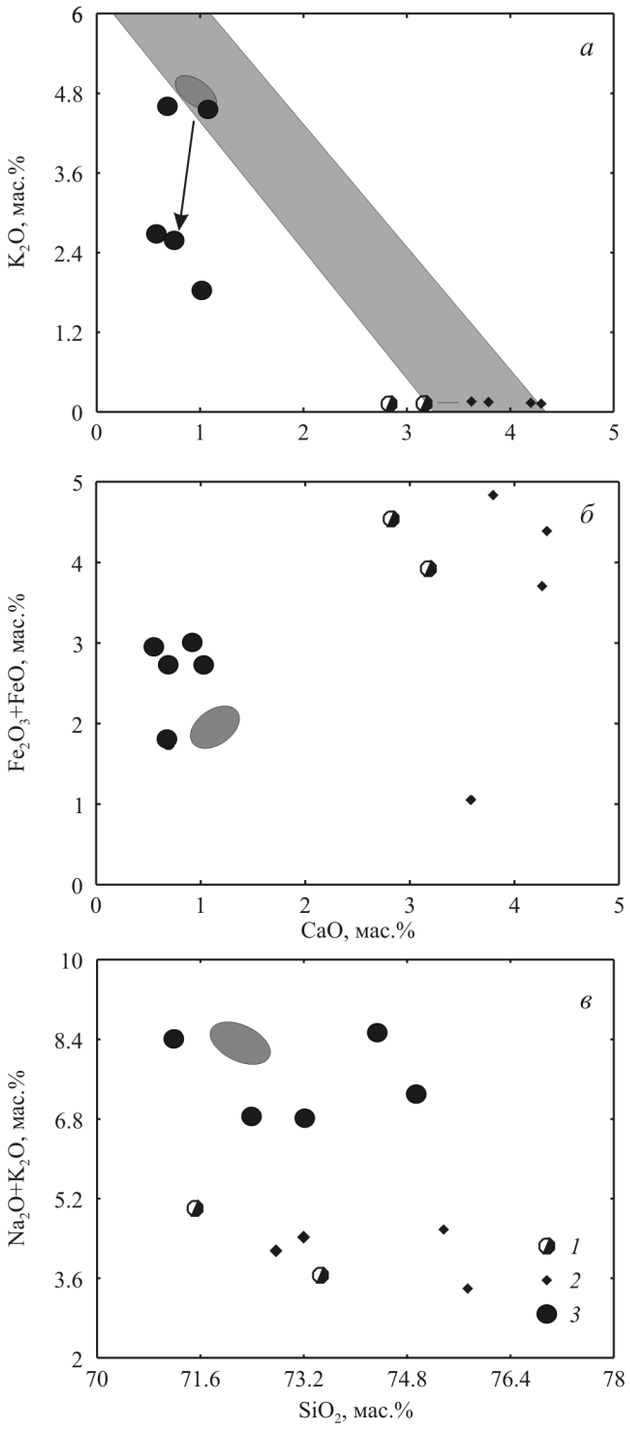


Рис. 9.3. Диаграммы K_2O–CaO, (Fe_2O_3 + FeO)–CaO, ($Na_2O + K_2O$)–SiO_2.
1–3: плагиогранитогнейсы Белогорского (*1*) и Харлушинского (*2*) районов и гранитогнейсы и граниты Чашковского массива (*3*). Овал – средний состав позднепалеозойского гранита Урала; полосы на *а* – положение гранитного ряда (Штейнберг и др., 1971; Ферштатер, 1987), стрелками показано изменение положения фигуративных точек при альбитизации

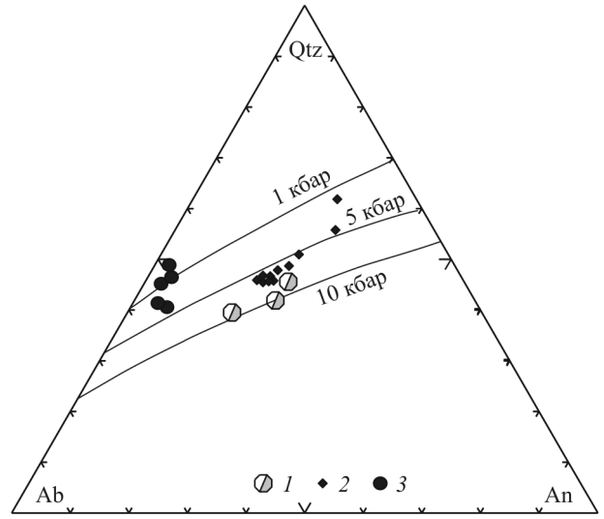


Рис. 9.4. Диаграмма Ab–Qtz–An.
1–3 – то же, что на рис. 9.3. Лит. источники, по которым построены котектические линии, см. в: Ферштатер, 1987

нее совершенно не свойственно кислым породам. Концентрация алюминия в роговой обманке в значительной мере определяется давлением, на основании чего разработан ряд эффективных геобарометров (Hammarstrom, E-an-Zen, 1986; Ферштатер, 1990; Holland, Blundy, 1994). Давление, фиксирующее равновесие плагиоклаза и роговой обманки, 11–12 кбар (рис. 9.7). Эти значения давления намного превышают параметры, которые приведены выше для регионального метаморфизма в западной части зоны Платиноносного пояса Урала.

Дополнительным признаком наличия высокого давления при формировании рассматриваемых пород является присутствие в них заметных количеств парагонита (табл. 9.5), что особенно характерно для ассоциаций с повышенным содержанием Al_2O_3 и Na_2O (Krogh, 1980; Guidotti, 1984).

Харлушинский район представляет собой крупный (≈5×2 км) блок в западном экзоконтакте Челябинского батолита, примыкающий к тектоническому шву, ограничивающему с запада палеоконтинентальную зону юго-восточного мегаблока. Восточная часть Харлушинского блока сложена слоистыми биотит-роговообманково-плагиоклазовыми роговиками, а западная – разнообразными гнейсами и эпидотовыми апогаббровыми амфиболитами. Среди гнейсов преобладают двуслюдяные олигоклаз-микроклиновые разности,

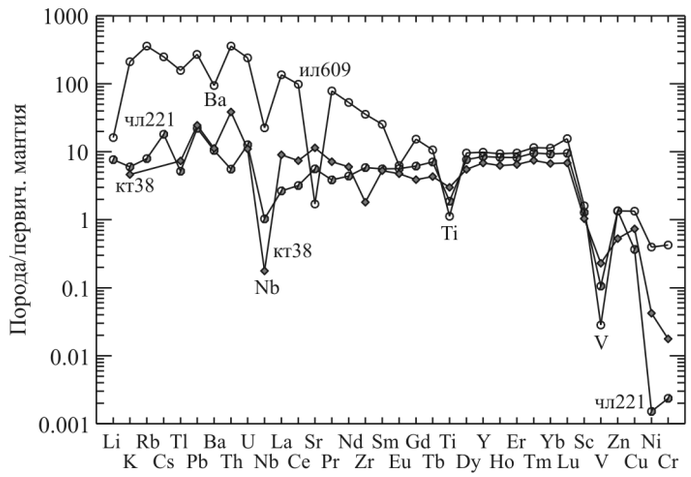


Рис. 9.5. Нормированное по первичной мантии распределение редких элементов в плагиогранитогнейсах кт38 и чл221 и гранитогнейсе ил609.
Анализы пород см. в табл. 9.2

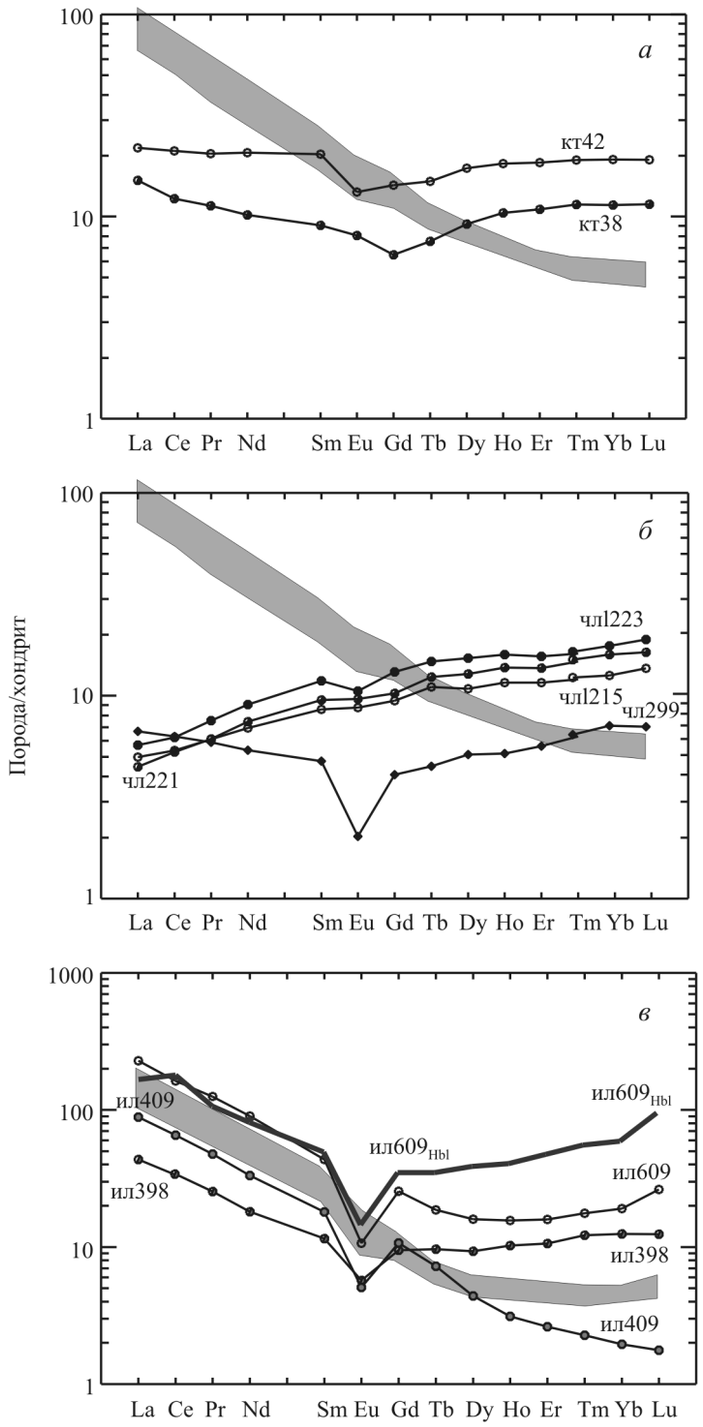


Рис. 9.6. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ в плагиогранитогнейсах Белогорского (*а*) и Харлушинского (*б*) районов и гранитогнейсах и гранитах Чашковского массива (*в*).
Выделенное поле – место расположения линий распределения РЗЭ в гранитах Верхисетского тоналит-гранодиоритового массива

Таблица 9.3

Химический состав граната из плагиогранитогнейсов (1–7), амфиболита (8) и гранитогнейсов (9–11)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	кт42	кт35	чл223-1	чл223-2	чл223-2	чл223-3	чл223-3	чл358-1	ил398	ил610	ил609
Зона				Край	Центр	Край	Центр				
SiO_2	38.92	38.51	36.10	36.52	36.64	35.25	35.32	37.31	36.94	36.02	38.05
TiO_2	0.16	0	0.09	0.10	0.10	0.03	0.03	0.14	0.07	0.07	0.07
Al_2O_3	20.40	19.42	19.95	20.07	20.18	20.97	21.04	20.80	19.77	19.45	17.22
Fe_2O_3	1.15	1.09	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	7.63
FeO	27.62	30.67	30.79	30.86	30.76	34.10	34.04	26.82	21.62	18.76	14.80
MnO	0.44	2.22	3.03	3.78	6.18	3.36	4.73	7.08	5.64	12.84	9.53
MgO	1.34	1.32	0.72	0.93	0.94	0.97	0.98	1.62	0.31	0.52	1.18
CaO	9.50	6.50	8.19	8.45	5.66	6.05	4.17	6.69	14.18	9.96	10.23
Na_2O	0.14	0.06	0.20	0.23	0.23	0.23	0.24	0.09	0.08	0.05	0.11
K_2O	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.08	0.02
Сумма	99.68	99.8	99.10	100.97	100.72	100.98	100.57	100.57	98.63	97.75	98.84
Коэффициенты											
Si	3.089	3.099	2.967	2.953	2.976	2.874	2.893	2.991	3.005	2.988	3.074
Ti	0.010	0.000	0.006	0.006	0.006	0.002	0.002	0.008	0.004	0.004	0.004
Al	1.908	1.842	1.933	1.913	1.932	2.015	2.031	1.965	1.895	1.902	1.640
Fe^{3+}	0.069	0.066	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.464
Fe^{2+}	1.833	2.064	2.116	2.087	2.089	2.325	2.332	1.798	1.471	1.302	1.000
Mn	0.030	0.151	0.211	0.259	0.425	0.232	0.328	0.481	0.389	0.902	0.652
Mg	0.159	0.158	0.088	0.112	0.114	0.118	0.120	0.194	0.038	0.064	0.142
Ca	0.808	0.561	0.721	0.732	0.493	0.529	0.366	0.575	1.236	0.885	0.886
Na	0.022	0.009	0.032	0.036	0.036	0.036	0.038	0.014	0.013	0.008	0.017
K	0.001	0.001	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.009	0.002
Сумма	7.927	7.952	8.076	8.102	8.074	8.134	8.111	8.028	8.052	8.065	7.881
Миналы											
Alm	61.107	68.803	65.99	63.227	65.613	70.713	72.88	58.37	44.600	38.267	33.330
Sps	0.987	5.043	7.030	8.630	14.173	7.737	10.937	16.023	12.953	30.077	21.737
Prp	5.283	5.277	2.940	3.737	3.793	3.930	3.987	6.453	1.253	2.143	4.737
Grs+Adr	26.927	18.683	24.04	24.407	16.42	17.62	12.197	22.48	41.193	29.513	29.517

Примечание. Кристаллохимические формулы гранатов пересчитаны на 12 атомов кислорода; состав и наименование пород, из которых проанализирован гранат, см. в табл. 9.2, 9.6.

Таблица 9.4

Химический состав роговой обманки из плагиогранитогнейсов (1–8), амфиболита (9) и гранитогнейсов (10, 11)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	кт35	кт44-1	чл223-1	чл223-3	чл223-4	чл223-5	чл223-6	чл223-8	чл358-2	ил609	ил398
SiO_2	37.21	40.68	35.25	36.34	35.43	37.24	37.96	37.13	41.21	37.32	38.45
TiO_2	0.42	0.5	0.32	0.5	0.28	0.44	0.37	0.32	0.4	0.96	0.8
Al_2O_3	14.6	15.13	18.31	16.53	18.26	17.29	16.33	17.43	16.1	12.26	12.27
Fe_2O_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	9.63	Не опр.
FeO	21.23	17.18	25.35	25.67	25.05	27.27	26.64	26.43	21.10	18.42	28.02
MnO	2.54	0.91	0.71	0.63	0.68	0.36	0.38	0.38	0.51	1.24	1.09
MgO	6.81	10.47	4.17	4.54	4.4	3.83	3.78	3.53	6.00	1.85	3.17
CaO	11.92	9.47	10.57	10.62	10.49	10.65	10.61	10.37	11.27	11.4	10.75
Na_2O	1.86	4.31	1.83	1.72	1.68	1.71	1.85	1.7	1.81	2.39	1.72
K_2O	0.24	0.2	0.75	1.02	0.68	0.68	0.67	0.66	0.46	1.85	1.7
Сумма	96.83	98.85	97.26	97.57	96.95	99.47	98.59	97.95	98.85	97.32	97.97
Коэффициенты											
Si	5.875	6.072	5.592	5.760	5.621	5.787	5.932	5.835	6.209	5.978	6.176
Ti	0.050	0.056	0.038	0.060	0.033	0.051	0.044	0.038	0.045	0.116	0.097
Al	2.717	2.662	3.424	3.088	3.415	3.167	3.008	3.229	2.859	2.240	2.911
Fe^{3+}	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1.161	Не опр.
Fe^{2+}	2.803	2.145	3.363	3.403	3.324	3.544	3.481	3.474	2.658	2.467	3.764
Mn	0.340	0.115	0.095	0.085	0.091	0.047	0.050	0.051	0.065	0.168	0.148
Mg	1.603	2.330	0.986	1.073	1.041	0.887	0.881	0.827	1.347	0.442	0.759
Ca	2.017	1.515	1.797	1.804	1.783	1.773	1.777	1.746	1.820	1.957	1.850
Na	0.569	1.247	0.563	0.529	0.517	0.515	0.560	0.518	0.529	0.742	0.536
K	0.048	0.038	0.152	0.206	0.138	0.135	0.134	0.132	0.088	0.378	0.348
Сумма	16.022	16.18	16.01	16.008	15.963	15.906	15.867	15.85	15.619	15.649	16.589
Fe/(Fe+Mg)	0.64	0.48	0.77	0.76	0.76	0.8	0.8	0.81	0.664	0.89	0.83

Примечание. Кристаллохимические формулы амфиболов пересчитаны на 23 атома кислорода; состав и наименование пород, из которых проанализирован амфибол, см. в табл. 9.2, 9.6.

химический состав которых (табл. 9.6, ан. 1–3) позволяет рассматривать их как метаморфические аналоги гранитов, характерных для надсубдукционных окраинно-континентальных тоналит-гранодиоритовых батолитов (см. главу 4). Кроме названных пород в центральной части провеса кровли выявлен довольно крупный участок размером не менее 0.5×0.5 км, сложенный биотит-роговообманково-гранатовыми плагиогранитогнейсами, сходными по составу пород и минералов с вышеописанными белогорскими плагиогранитогнейсами и кварцсодержащими эпидот-гранатовыми амфиболитами. Плохая обнаженность

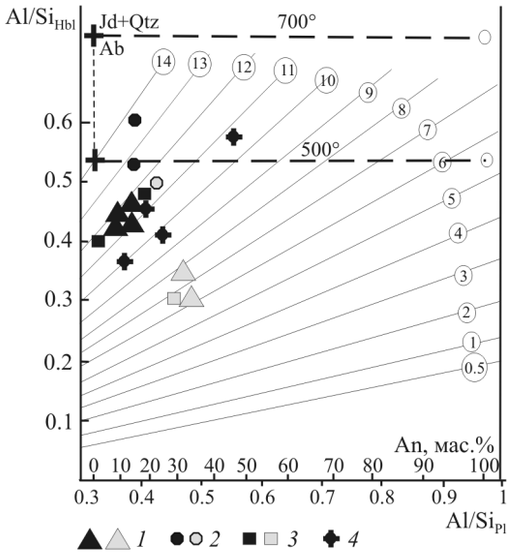


Рис. 9.7. Диаграмма Al/Si_{Hbl} – Al/Si_{Pl} – модифицированный роговообманковый барометр (Ферштатер, 1990).

Тонкие линии, обозначенные цифрами в кружках, – изобары, цифры – давление, кбар. Штриховыми линиями показан верхний предел устойчивости плагиоклаза при температуре 500 и 700 °С.

Черными значками обозначены высокобарические гранитоиды, серыми – вмещающие их породы: *1* – Белогорского района; *2* – Харлушинского района; *3* – Чашковского района; *4* – гнейсы Кокчетавского комплекса (Перчук и др., 1995) для сравнения

не позволяет определить геологические соотношения этих пород с двуполевошпатовыми гнейсами.

Породы изучены в небольшом каменном карьере, расположенном примерно в 0.5 км восточнее д. Харлуши (рис. 9.8). Карьер сложен двумя тектонически совмещенными блоками, в которых залегают разные текстурные типы плагиогранитогнейсов, сходные по минеральному и химическому составу. В западном блоке гнейсовидность пород имеет субмеридиональное или северо-восточное простирание, а в восточном – субширотное или северо-западное. Блоки разделены зоной катаклазированных эпидот-кварцевых метасоматитов, «залечивающих» тектонический шов. В западном блоке породы представлены сравнительно однородными разностями с четко ориентированной длиннопризматической роговой обманкой размером около 1.5 мм по длинной оси и тонкозернистым гранобластовым существенно кварц-плагиоклазовым базисом (см. табл. 9.2, ан. 4), а восточный – пятнистыми гнейсами, содержащими ориентированные линзовидные скопления роговой обманки (см. табл. 9.2, ан. 3).

Обе текстурные разновидности плагиогранитогнейсов состоят из кварца, плагиоклаза $An_{20–27}$ (судя по положению пород в рамках гранитного котектического ряда, первичный плагиоклаз в породах такого состава должен содержать не менее 40% анортитового компонента – Ферштатер, 1987), роговой обманки, граната, эпидота, а

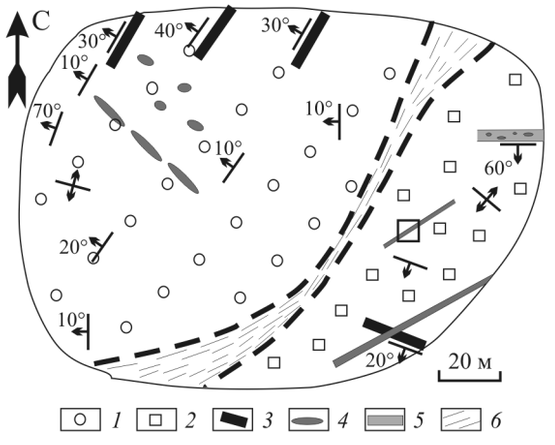


Рис. 9.8. Схема геологического строения Харлушинского карьера:

1 – плагиогранитогнейсы однородные; *2* – плагиогранитогнейсы пятнистые; *3* – «прослои» амфиболитов; *4* – изолированные включения и фрагменты будинированных даек амфиболитов; *5* – кварцевая жила с ксенолитами амфиболитов и плагиогранитогнейсов; *6* – зона кварц-альбит-эпидотовых метасоматитов. Элементы залегания относятся к ориентировке гнейсовидности. Квадратом отмечено место зарисовки с рис. 9.2

Таблица 9.5

Химический состав слюд (1–10) и сфенов (10, 11) из гранитогнейсов и плагиогранитогнейсов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	ил402	ил398	ил406	ил609	чл223-1	чл223-2	кт44	чл350	ил609	ил609-1	чл348
SiO_2	33.97	33.65	32.28	34.16	31.41	31.49	45.77	49.89	47.56	30.05	30.66
TiO_2	3.20	2.96	4.17	3.72	3.08	3.07	0.07	0	0	35.17	36.28
Al_2O_3	13.78	14.30	15.61	14.30	17.61	18.63	37.58	30.79	32.74	3.42	2.83
FeO	29.94	31.37	24.77	24.75	27.51	27.47	3.483	5.616	6.41	2.02	0.54
MnO	0.99	0.64	0.80	0.93	0.44	0.41	0.02	0.05	0.1	0.47	0.13
MgO	3.86	4.39	5.82	6.84	6.43	5.90	0.1	0.43	0.07	0.04	0.04
CaO	0.07	0.04	0.04	0.03	0.03	0.05	0.34	0	0.09	27.90	29.31
Na_2O	0.09	0.08	0.07	0.05	0.26	0.24	6.3	0.2	0.06	0.09	0.05
K_2O	8.76	8.88	8.83	8.76	8.86	9.20	1.11	9.73	8.41	0.06	0.06
Сумма	94.66	96.31	92.39	93.54	95.63	96.46	94.77	96.71	95.44	99.22	99.90
Коэффициенты											
Si	3.031	2.966	2.885	3.002	2.741	2.722	2.987	3.308	3.191	0.994	1.002
Ti	0.215	0.196	0.280	0.246	0.202	0.200	0.003	0	0	0.875	0.892
Al	1.449	1.486	1.644	1.481	1.811	1.898	2.891	2.406	2.59	0.133	0.109
Fe^{2+}	2.234	2.313	1.852	1.819	2.008	1.986	0.19	0.311	0.36	0.056	0.015
Mn	0.075	0.048	0.061	0.069	0.033	0.030	0.001	0.003	0.006	0.013	0.004
Mg	0.513	0.577	0.775	0.896	0.837	0.760	0.01	0.042	0.007	0.002	0.002
Ca	0.007	0.004	0.004	0.003	0.003	0.005	0.024	0	0.006	0.989	1.026
Na	0.016	0.014	0.012	0.009	0.044	0.040	0.797	0.026	0.008	0.006	0.003
K	0.997	0.999	1.007	0.982	0.986	1.015	0.092	0.823	0.72	0.003	0.003
Сумма	8.537	8.603	8.520	8.507	8.665	8.656	6.995	6.919	6.888	3.069	3.055
Fe/(Fe+Mg)	0.81	0.80	0.70	0.67	0.71	0.72					

Примечание. 1–6 – биотит; 7 – парагонит; 8 – фенгит; 9 – мусковит; 10, 11 – сфен. Кристаллохимические формулы биотита пересчитаны на 12, белых слюд – на 11, сфена – на 5 атомов кислорода. Состав и наименование пород, из которых проанализированы минералы, см. в табл. 9.2, 9.6. Проба чл350 по составу аналогична пр. чл223.

также редких зерен биотита, белой слюды ряда мусковит-фенгит, сфена, апатита, ильменита. Состав минералов приведен в табл. 9.3–9.5. Состав роговой обманки и граната сходен с таковым одноименных минералов из высокобарических пород района горы Белой.

Плагиоклаз и кварц обособляются в виде тонкозернистого гранобластового агрегата, в который входит и бóльшая часть эпидота. Роговая обманка характеризуется высоким содержанием глинозема (см. табл. 9.4) и представлена двумя разновидностями: длиннопризматическими зернами, не более первых десятых долей миллиметра в поперечнике, практически не содержащими

Таблица 9.6

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в породах Харлушинского района

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	чл209	чл204	чл207	чл358	чл348	чл359	чл354	чл353	чл352	чл222
SiO_2	69.75	69.95	70.31	44.08	50.01	50.54	53.55	53.79	59.43	59.57
TiO_2	0.24	0.33	0.37	1.14	1.13	0.48	1.23	1.16	0.27	0.2
Al_2O_3	15.7	15.77	15.3	12.79	15.48	16	14.85	14.07	13	14.08
Fe_2O_3	0.85	1.84	1.44	7.87	6.05	4.15	3.11	4.67	3.9	2.58
FeO	0.72	0.36	1.08	12.21	5.38	6.82	6.82	5.74	6.1	7.18
MnO	0.03	0.06	0.04	0.34	0.2	0.2	0.18	0.19	0.18	0.22
MgO	0.75	0.95	1.05	5.51	4.03	5.45	5.78	6.29	4.02	2.66
CaO	1.98	2.58	2.08	10.59	11.08	10.97	8.09	6.99	7.99	7.96
Na_2O	6	4.93	4.77	1.71	2.37	2.37	3.7	3.61	3.08	2.87
K_2O	2.57	2.51	3.46	0.38	2.04	0.23	0.17	0.21	0.34	0.53
P_2O_5	0.05	0.09	0.09	0.53	0.49	0.03	0.43	0.42	0.03	0.03
П.п.п.	0.5	0.44	0.55	2.23	1.61	1.44	1.48	2.07	1.38	1.28
Сумма	99.13	99.8	100.54	99.38	99.85	98.68	99.38	99.2	99.73	99.17
Rb	37	102	94	<3	79	<3	<3	<3	16	3
Sr	608	429	359	64	285	166	226	68	173	89

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	чл356	чл223б	чл216	чл355	чл223к	чл361	чл360	чл223д	чл350	чл223а
SiO_2	64.18	67.12	67.5	69.03	72.5	72.69	72.88	72.91	73.01	73.34
TiO_2	0.43	0.37	0.84	0.62	0.36	0.3	0.28	0.28	0.27	0.25
Al_2O_3	12.87	12.09	9.87	10.42	12.77	12.8	12.54	12.74	12.52	12.42
Fe_2O_3	3.09	1.64	2.81	2.03	1.17	2.08	2.17	1.9	2.47	1.84
FeO	5.38	5.14	7.54	6.82	2.63	2.87	3.23	2.87	2.51	2.63
MnO	0.15	0.14	0.26	0.18	0.13	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12
MgO	2.55	2.01	1.45	1.46	0.89	0.62	0.55	0.72	0.57	0.64
CaO	7.46	6.2	6.47	5.8	4.68	4.31	4.52	4.2	4.5	4.02
Na_2O	2.46	2.87	1.44	2.29	3.36	3.52	2.98	3.56	3.25	3.53
K_2O	0.14	0.35	0.25	0.1	0.22	0.1	0.13	0.39	0.11	0.27
P_2O_5	0.09	0.07	0.16	0.16	0.04	0.07	0.07	0.04	0.08	0.04
П.п.п.	0.93	0.77	1.13	0.93	0.49	0.47	0.41	0.49	0.5	0.31
Сумма	99.73	98.77	99.72	99.84	99.24	99.93	99.87	100.22	99.9	99.41
Rb	<3*	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sr	181	169	95	154	172	145	124	81	197	109

Примечание. 1–3 – гранитогнейсы, вмещающие высокобарический блок; 4–9 – кварцевые амфиболиты, фрагменты будинированных даек (?); 10–14 – ксенолиты и шлиры в плагиогранитогнейсах; 15–20 – плагиогранитогнейсы. Rb и Sr определены в Институте геологии и геохимии на приборе VRA-30, аналитик Н.П. Горбунова.

*Наличие значимого результата ниже предела обнаружения.

включений других минералов, и более крупными и короткими призмами, достигающими в поперечнике 0.5–1 мм, которые содержат обильные включения кварца и олигоклаза. Коротокопризматическая пойкилитовая роговая обманка ориентирована примерно под углом 50° к линейности, образованной длиннопризматической роговой обманкой и линзами гранулированного кварца. Она отличается несколько повышенным содержанием глинозема (см. табл. 9.4, ан. 4, 7, 8, 11) от длиннопризматической компактной (ан. 5, 6, 9, 10), что наряду с различиями в ориентировке и облике свидетельствует о наличии, по крайней мере, двух этапов высокобарического метаморфизма, из которых поздний характеризуется несколько бóльшими давлениями. Роговая обманка, как и в случае белогорских гранитоидов, принадлежит к высокоглиноземистым амфиболам группы ферропаргасит–гастингсит. Общими особенностями состава роговой обманки являются низкое содержание в ней титана, магния и высокое – железа и марганца, что обусловлено кислым составом пород.

Такими же особенностями состава обладает биотит (см. табл. 9.5). Он неустойчив в породах и замещается фенгитом и хлоритом. Неустойчивость биотита и образование фенгита свидетельствуют в пользу высокобарического характера пород (Guidotti, 1984; и др.). Железистость Fe/(Fe + Mg) биотита всегда меньше таковой для сосуществующего амфибола.

Гранат образует небольшие изометричные зерна и по составу отвечает богатому кальцием спессартин-альмандину. Он имеет зональное строение, которое выражается в резком росте содержания кальция и некотором уменьшением концентраций марганца от центра зерна к его краю. Остальные параметры состава не обнаруживают закономерных изменений (см. табл. 9.3). Подобная зональность гранатов из эклогитов Кокчетавского комплекса рассматривается Л.Л. Перчуком с соавторами (1995) как показатель регрессивной стадии эклогитового метаморфизма, что, по-видимому, справедливо, по крайней мере, относительно оценки температурного тренда. В то же время ряд авторов оценивает такую зональность как прогрессивную и характерную для высокобарических образований (Авченко и др., 1980; Лепезин, Королюк, 1985).

По химическому составу плагиогранитогнейсы, как и рассмотренные выше породы района горы Белой, отвечают высококальциевым офиолитовым плагиогранитам (см. табл. 9.2, 9.5), а именно кварц-андезиновой котектике при давлении воды около 3 кбар при средних значениях Qtz/(Qtz + Or + Ab) = 0.56 и An/(An + Ab + Or) = 0.35 (Ферштатер, 1987). Офиолитовая, первично-океаническая природа рассматриваемых пород подтверждается распределением в них редких, в том числе редкоземельных, элементов (см. рис. 9.5, 9.6). В то же время наличие четкой Nb- и Ti-аномалий на рис. 9.5 свидетельствует, возможно, об участии в магматическом источнике пород и островодужной коры.

Неоднородность состава плагиогранитогнейсов выражается в том, что местами в них кварц и роговая обманка распределены неравномерно, обособляясь в виде полосчатых или шлироподобных участков (см. табл. 9.6, ан. 10–14).

В породах отмечаются немногочисленные жилы аплита мощностью 10–100 см, которые рассекают гнейсовидность плагиогранитогнейсов и сами интенсивно катаклазированы и перекристаллизованы. В то же время жилы сохраняют прямолинейные контакты и не смяты в складки. Аплиты состоят из кварцевых зерен размером около 0.5–1 мм, между которыми располагается тонкозернистый гранобластовый кварц-плагиоклазовый агрегат с отдельными

зернами граната и хлоритизированного биотита. Аплиты (см. табл. 9.2, ан. 6) характеризуются теми же особенностями химического состава, что и плагиогранитогнейсы и, по-видимому, представляют собой дифференциаты последних, как и в обычных неметаморфизованных интрузивах. Распределение в них РЗЭ (см. рис. 9.5, *б*) подтверждает этот вывод: породы имеют пологий тренд с четкой отрицательной Eu-аномалией и более высоким значением отношения La/Yb по сравнению с плагиогранитогнейсами.

Подобный минеральный состав, сходный с таковым для плагиогранитогнейсов, свидетельствует о высокобарическом метаморфизме пород, протекавшем при тех же параметрах, что и для гнейсов. Между тем наличие недеформированных (а лишь перекристаллизованных) аплитовых жил указывает на то, что высокобарическому метаморфизму были подвергнуты уже гнейсовидные породы, не испытавшие значительных деформаций в ходе этого метаморфизма. Второй этап деформаций, зафиксированный ориентировкой наиболее высокоглиноземистой (и, следовательно, высокобарической) пойкилитовой роговой обманки, о чем говорилось выше, был слабым.

Плагиогранитогнейсы содержат линзовидные и пластообразные (мощностью до 1–2 м) включения кварцевых эпидот-гранатовых амфиболитов, одни из которых ориентированы согласно с гнейсовидностью, а другие рассекают ее (см. рис. 9.2, *в*). По химическому и минеральному составу обе разности амфиболитов сходны. Обычно это неравномерно-зернистые полосчатые породы, в которых участки разной крупности зерна и разного состава располагаются слоями. Породы состоят из длиннопризматической сине-зеленой роговой обманки, изометричных мелких зерен плагиоклаза $An_{20–35}$, эпидота, редких зерен граната и кварца. Последний обычно обособляется в виде крупных зерен, которые «обтекаются» гранобластовым плагиоклаз-эпидотовым агрегатом. Подобный кварц характерен для высокобарических образований. Рудный минерал представлен таблитчатыми зернами ильменита и гематита; обычны сфен, апатит.

Отдельные тела в западном блоке представлены биотитсодержащими амфиболитами, в которых отмечаются и существенно биотитовые участки. В таких участках деформированные крупные зерна биотита сцементированы тонкозернистым олигоклазовым базисом, составляющим 10–20 об.%. Наличие секущих контактов, цепочечное расположение включений позволяют рассматривать их как метаморфизованные фрагменты будинированных даек. Такую же природу, по-видимому, имеют и согласные с гнейсовидностью пластовые тела, но их геологическая позиция допускает возможность другой интерпретации. Они могли быть базитовыми прослоями среди плагиориолитов, представленных сейчас плагиогранитогнейсами, а вся ассоциация в целом – контрастной плагиориолит-базальтовой. Автор отдает предпочтение предположению об интрузивной природе протолита рассматриваемых пород.

Амфиболиты обладают некоторыми общими особенностями состава с плагиогранитогнейсами: низким содержанием калия, стронция, высокой железистостью, и образуют единые тренды с ними на харкеровских диаграммах (рис. 9.9). Общими являются и особенности составов минералов амфиболитов и вмещающих их плагиогранитогнейсов: роговая обманка в амфиболитах представлена высокоглиноземистой низкотитанистой разностью с несколько меньшей железистостью, чем в гнейсах (см. табл. 9.4), плагиоклаз – изомет-

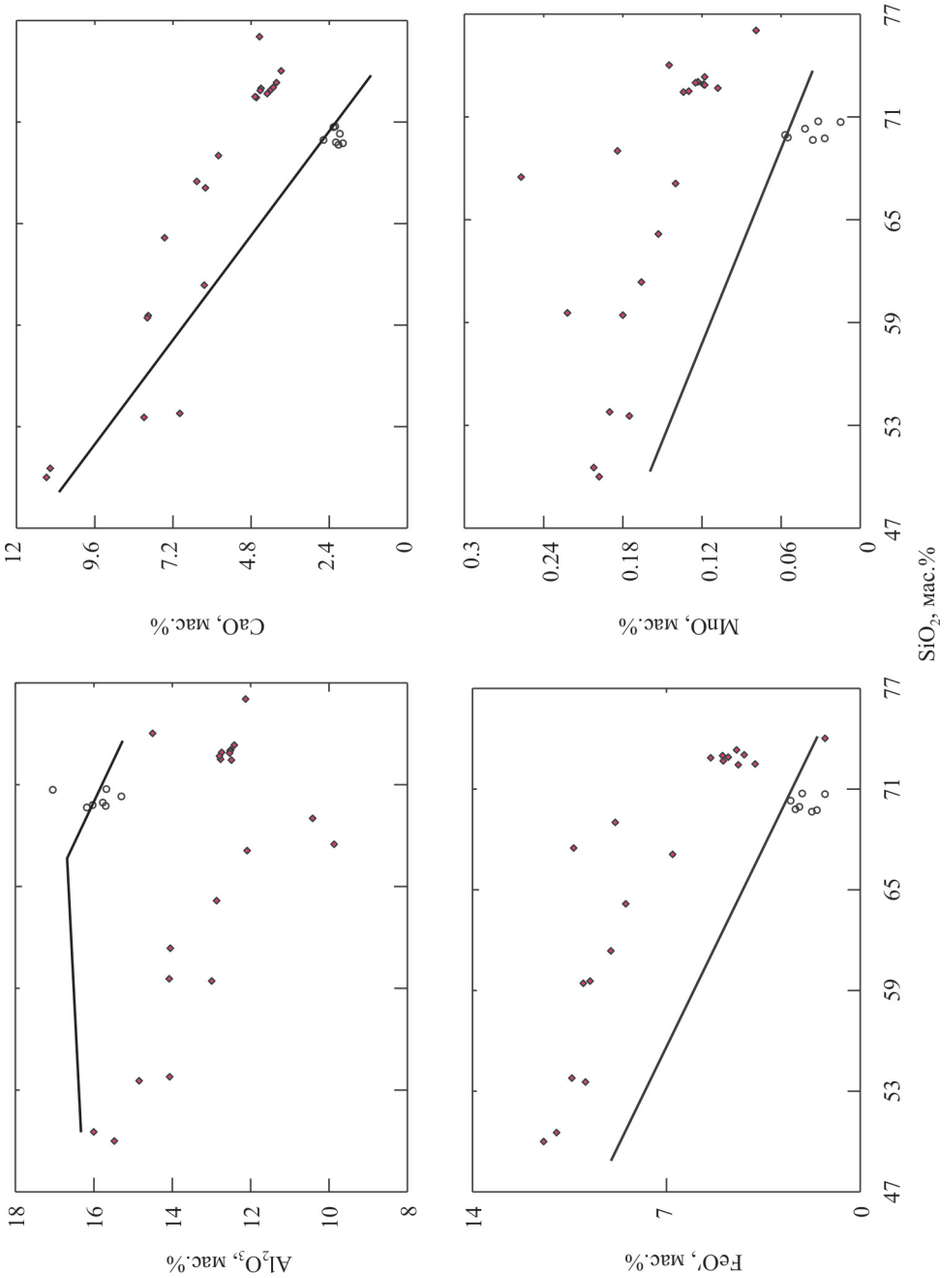


Рис. 9.9. Вариационные диаграммы для высокобарических плагиогранитогнейсов и амфиболитов (*черные ромбики*) и двуслюдяных гранитогнейсов (*белые ромбики*) Харлушинского района.
Линией обозначен тренд гранитоидов тоналит-гранодиоритового Верхисетского массива

Таблица 9.7

Минеральные парагенезисы, температура и давление по разным геотермометрам и геобарометрам

Проба	Парагенезис	*t*, °C		*P*, кбар	
		[1]	[2]	(рис. 9.7)	[3]
кт35	Qtz+Hbl+Grt+An_{20}+An_{10}+Ep+Ilm+Mag	510	Не опр.	11.5	10.2
чл223-2	Qtz+Hbl+Grt+$An_{25–20}$+Ep+Ilm+Mag±Bt	500	522	12.5	11.5
чл223-1	Qtz+Hbl+Grt+$An_{25–20}$+Ep+Ilm+Mag±Bt	531	536	13.5	11.6
ил406	Qtz+Hbl+Bt+Grt+$An_{20–5}$+Ep+Ilm+Mag	Не опр.	500	11.5	Не опр.
ил402	Qtz+Hbl+Bt+Grt+An_{20}+An_5+Ep+Ilm+Mag	431	444	11.5	9.1
ил398	Qtz+Hbl+Bt+Grt+An_{20}+An_5+Ep+Ilm+Mag	482	500	11.5	9.5
ил609	Qtz+Hbl+Bt+Grt+$An_{20–10}$+Ep+Ilm+Mag	580	604	11.8	9.4

Примечание. Номера проб те же, что в табл. 9.2–9.5. Цифры в квадратных скобках обозначают источник, по которому определены *T*–*P*-параметры: 1 – роговообманково-гранатовый, 2 – биотит-гранатовый термометры (Перчук и др., 1995); 3 – барометр Кона и Спира (Kohn, Spear, 1990).

Минералы: Qtz – кварц, Hbl – роговая обманка, Grt – гранат, An_{20} – плагиоклаз и содержание анортитового компонента в нем, Ep – эпидот, Ilm – ильменит, Mag – магнетит, Bt – биотит.

ричными мелкими зернами олигоклаз-андезина $An_{20–35}$, гранат – высококальциевым альмандином (см. табл. 9.3), ильменит характеризуется низким содержанием магния и умеренным – марганца. Наряду с эпидотом породы содержат в небольшом количестве β-цоизит (?), который образует крупные зерна с округлыми ограничениями и в шлифах отличается от эпидота зеленовато-серым цветом и четкой одноосной оптической фигурой. Эти особенности минерального состава амфиболитов свидетельствуют об их изофациальности с плагиогранитогнейсами, что подтверждается данными минеральной термо- и барометрии (табл. 9.7, см. рис. 9.7).

По результатам определения возраста циркона методом LA-ICPMS в Университете г. Гранада (Испания) в харлушинских плагиогранитогнейсах выделяются несколько популяций циркона, из которых наиболее ранняя, возрастом 2260 млн лет, представлена низкоурановым прозрачным обломком, а более поздние образуют дискордию с верхним пересечением 820 млн лет и с нижним – 371 млн лет (рис. 9.10). Последнее значение совпадает с Sm–Nd-возрастом, который по минеральной изохроне соответствует 376 млн лет (Осипова и др., 2006), и близкó значению возраста высокобарического метаморфизма в зоне ГУР. Подобные полихронные цирконы свойственны офиолитам (см. главу 3) и наряду с геохимическими особенностями могут служить подтверждением офиолитовой природы пород Харлушинского блока.

Чашковский массив расположен на восточной окраине г. Миасса. Залегает среди метаморфических пород амфиболитовой ступени. Это преимущественно ортогнейсы, протолитом которых являются породы орогенной тоналит-гранодиоритовой серии (Орогенный..., 1994). Массив примыкает к зоне Главного Уральского разлома и вписывается в эллипсовидный купол-диапир, сложенный указанными ортогнейсами. Граниты и вмещающие породы обладают хорошо выраженной линейностью, которая в гранитах автономна относительно вмещающих метаморфитов: в последних она устойчиво погружается

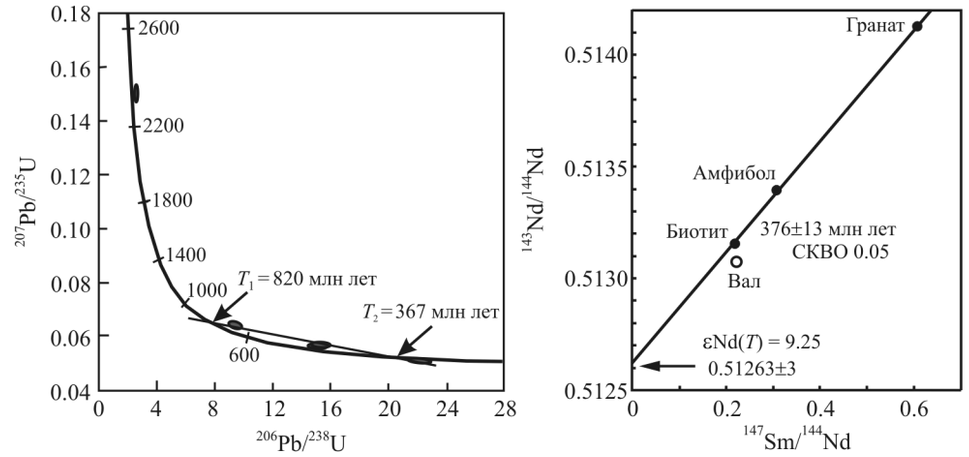


Рис. 9.10. Диаграмма $^{207}Pb/^{235}U$–$^{206}Pb/^{238}U$ с конкордией и дискордией для циркона из плагиогранитогнейса к1750 и диаграмма $^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{147}Sm/^{144}Nd$ для плагиогранитогнейса Харлушинского блока.

Циркон изучен методом LA ICPMS в лаборатории Университета г. Гранада (Испания), Sm–Nd-изохрона – по: Осипова и др., 2006. Пояснения см. в тексте

на юг, в гранитах на северном замыкании купола – на север, а на южном – на юг (В.Я. Левин, уст. сообщ.), Это может быть свидетельством разновременного метаморфизма тех и других пород. Во всяком случае, как и в районе горы Белой, здесь существует значительный разрыв между уровнем регионального метаморфизма вмещающих пород и метаморфизма гранитов. Судя по роговообманково-плагиоклазовому барометру, минеральные парагенезисы вмещающих гнейсов и амфиболитов отвечают давлению 5–7 кбар, а чашковских гранитогнейсов – 12–13 кбар (см. рис. 9.7).

Чашковский массив сложен биотитовыми гранитогнейсами и в целом имеет довольно однородное строение. Однородность нарушается наличием пластообразных и линзовидных тел амфиболитов и гнейсов, представляющих собой, по-видимому, ксенолиты вмещающих пород. Морфологически часть из них сходна с описанными выше будинированными дайками в Харлушинском районе, но более точно определить природу этих включений в Чашковском массиве не удалось.

Жильные породы представлены мелкозернистыми гранитами (адамеллитами), аплитами и пегматитами. Важно отметить, что жильные породы большей частью обладают общей гнейсовидностью и линейностью с вмещающими гранитогнейсами, при этом ограничения жил остаются правильными – на значительных расстояниях, измеряемых десятками метров, они не смещены и не участвуют в птигматитовой складчатости (см. рис. 9.2, *г*). В то же время высокобарические роговообманково-гранатовые парагенезисы накладываются и на эти породы, что свидетельствует, на наш взгляд, о близких к литостатическим условиях высокобарического метаморфизма, который не приводит к сильной деформации пород, как и в описанных выше случаях.

Главная разновидность пород массива – биотитовые мелкозернистые очковые гранитогнейсы, представленные, в отличие от описанных в Белогорском

и Харлушинском районах, нормальными калинатровыми и малокалиевыми разностями, внешне не различимыми. Породы состоят из альбит-олигоклаза, часто имеющего антипертитовое строение, ортоклаза, местами микроклинизированного, биотита, высокоглиноземистой роговой обманки группы ферропаргасит – гастингсит, кальциевого граната и акцессорных апатита, циркона, сфена, ортита; рудные минералы – магнетит, ильменит, гематит. В породах наблюдаются чешуйки мусковита, приуроченные к краям зерен биотита. Малокалиевые разности характеризуются тем же набором минералов, что и нормальные калинатровые, но плагиоклаз в них имеет более кислый состав и количественно преобладает над калишпатом, чаще встречаются роговая обманка и гранат. Состав минералов приведен в табл. 9.3–9.5.

По химическому составу чашковские гранитогнейсы близки к производному от континентальной коры среднему позднепалеозойскому водному граниту Урала. От рассмотренных выше офиолитовых метагранитов они резко отличаются повышенным содержанием калия и суммы оксидов щелочных металлов, а также пониженным содержанием железа и кальция (см. рис. 9.3). Не менее четко выражены и различия в редкоэлементном составе. Чашковские гранитогнейсы, как калинатровые, так и малокалиевые, имеют повышенное содержание всех крупноионных литофильных элементов, а также легких РЗЭ (см. рис. 9.5, 9.6) и близки по этим параметрам обычным гранитам. Породы отличаются четкой отрицательной европиевой аномалией (рис. 9.6, *в*), свидетельствующей о значительном участии полевошпатового фракционирования в генезисе гранитогнейсов.

Некоторые из предыдущих исследователей рассматривали вариации содержания оксидов щелочных металлов в чашковских гранитогнейсах как результат последовательной калишпатизации мигматитов, а сами гранитогнейсы – как метасоматиты. Наши данные свидетельствуют о том, что главным процессом, обусловившим разнообразие в соотношении оксидов щелочных металлов в чашковских гранитогнейсах, является альбитизация, сопровождавшая высокобарический метаморфизм гранитов.

Минералогическими доказательствами альбитизации в чашковских гранитогнейсах служат более кислый состав плагиоклаза в малокалиевых разностях по сравнению с калинатровыми (соответственно $An_{8–15}$ и $An_{20–25}$), присутствие в первых шахматного альбита, более широкое распространение высокоглиноземистой роговой обманки и кальциевого граната. Последняя ассоциация, как и в рассмотренных выше случаях, свидетельствует о высокобарических условиях минералообразования. Судя по роговообманково-плагиоклазовому барометру, парагенезис этих минералов отвечает давлению 12–13 кбар. При этом первичный биотит-олигоклаз-андезиновый парагенезис разлагался с образованием более кислого плагиоклаза и граната и выносом некоторого количества калия, что привело к появлению малокалиевых разновидностей гранитогнейсов в результате реакции типа плагиоклаз + биотит → роговая обманка + + гранат + альбит + $K_2O_{\downarrow}$.

Существуют и петрохимические доказательства широкого развития альбитизации в чашковских гранитогнейсах, которые заключаются в том, что фигуративные точки малокалиевых разностей отклоняются от котектического ряда плагиогранит–гранит в сторону меньшего содержания калия, тогда как калинатровые отвечают котектическим составам (см. рис. 9.3). Чашковские

гранитогнейсы с разным соотношением щелочей не различаются по содержанию кальция, и подобные отклонения во всех случаях обусловлены альбитизацией.

Состав главных породообразующих минералов весьма специфичен. Гранаты, как и в рассмотренных выше бескалиевых плагиогранитогнейсах, представлены кальциевыми альмандинами, отдельные образцы отличаются повышенным содержанием спессартинового минала (до 35%) (см. табл. 9.3). Роговая обманка характеризуется высокой железистостью, глиноземистостью, высоким содержанием железа, марганца, калия (см. табл. 9.4). Мы располагаем анализом фракции роговой обманки, выделенной из образца ил609, г/т:

Li 18.9	Ni 0.6	Sn 78.8	Gd 9.0
Rb 7.6	Cu 100.6	Pb 16.1	Tb 1.6
Cs 0.31	Zn 866.9	U 3.6	Dy 12.5
Be 33.1	Ga 45.8	Th 18.6	Ho 2.9
Sr 0.2	Y 91.1	La 51.6	Er 10.0
Ba 0.01	Nb 28.2	Ce 146.2	Tm 1.8
Sc 500.6	Ta 7.2	Pr 13.0	Yb 12.2
V 25.5	Zr 197.4	Nd 47.9	Lu 3.0
Cr 5.7	Hf 6.2	Sm 9.4	
Co 6.1	Mo 9.4	Eu 1.0	

Содержание легких лантаноидов в ней соответствует таковому в породе, так же как и величина европиевой аномалии, а тяжелых лантаноидов в ней примерно на порядок больше (см. рис. 9.6, *в*). Роговая обманка – главный концентратор и носитель этих элементов. Обращает на себя внимание крайне низкое содержание крупноионных литофильных элементов – Rb, Ba, Sr, обусловленное, возможно, высоким давлением при формировании роговой обманки и затрудненным вхождением этих элементов в структуру минерала. Низкое содержание сидерофильных элементов – V, Cr, Co, Ni – связано с кислым составом самой породы. Этим же обстоятельством можно объяснить высокие концентрации таких «гранитофильных» элементов, как Be, Sn, собственные минералы которых в породе отсутствуют. Высокие концентрации Ga обусловлены его изоморфизмом с алюминием, а скандия – связью этого элемента с тяжелыми лантаноидами и иттрием. Приведенные данные по редкоэлементному составу роговой обманки из гранитогнейсов важны, поскольку однозначно свидетельствуют об ее образовании непосредственно в породе гранитного состава, исключая представления о ксеногенной природе минерала, которые распространены среди ряда геологов, изучавших Чашковский массив.

Биотит, главный фемический минерал гранитогнейсов, характеризуется низкой глиноземистостью и более низкой железистостью по сравнению с роговой обманкой. Из других минералогических особенностей пород отметим обычное нахождение в одном образце олигоклаза, часто имеющего антипертитовое строение, и альбита, а также ортоклаза.

По биотит-гранатовому и роговообманково-гранатовому геотермометрам (Перчук и др., 1995) температура зафиксированных в породах равновесий отвечает 550–600 °С, а давление по роговообманково-плагиоклазовому геобарометру соответствует 12–13 кбар.

ВЫВОДЫ

Отметим некоторые общие черты высокобарических апогранитных метаморфитов, установленных в разных местах Уральского орогена.

1. Рассмотренные высокобарические породы, несмотря на различия в химическом составе (одни отвечают бескалиевым известковистым плагиогранитам, входящим в офиолитовые комплексы, другие – нормальным «континентальным» калинатровым гранитам), объединяет приуроченность к крупным тектоническим швам. По этому признаку они подобны другим высокобарическим породам – глаукофановым сланцам и эклогитам, для которых связь с такими тектоническими структурами, как зоны субдукции, поддвигов и надвигов, в настоящее время можно считать общепринятой (Добрецов, Кирдяшкин, 1994). Белогорский район и Чашковский массив приурочены к зоне Главного Уральского глубинного разлома, представляющей собой, по современным данным, след палеозоны субдукции, а Харлушинский район – к крупной надвиговой зоне, разделяющей островодужную и континентальную зоны юго-восточного мегаблока. При этом важно подчеркнуть, что офиолитовая природа высокобарических метаморфитов харлушинской амфиболит-плагиогранитогнейсовой ассоциации, как и наличие многочисленных тел апогарцбургитовых серпентинитов, приуроченных к надвиговой зоне, свидетельствует об участии океанической коры в гиперколлизионных движениях в восточной части Урала.

Фрагменты океанической коры в Харлушинском блоке совмещены с типичными палеоконтинентальными породами, представленными, например, двуслюдяными гнейсами (см. табл. 9.6, ан. 1–3). Выведение тех и других пород к поверхности происходило совместно, и более высокобарический метаморфизм океанических фрагментов свидетельствует об их более глубоком погружении по сравнению с континентальными, вероятно вовлеченными в поддвиг позднее.

2. Апоофиолитовые высокобарические плагиогранитогнейсы как в зоне ГУР, так и в восточной части Урала метаморфизованы в условиях эклогитовой фации примерно в одно и то же время, которое отвечает пику высокобарического метаморфизма базитов в зоне ГУР и составляет 370–380 млн лет.

3. Общей особенностью минерального состава пород является парагенезис высокоглиноземистой железистой роговой обманки с гроссуляр-альмандиновым гранатом и кислым плагиоклазом – альбитом, альбит-олигоклазом и олигоклазом. Главная реакция метаморфических преобразований схематически может быть представлена в следующем виде:

$$6CaAl_2Si_2O_8 + 3Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2 = 2Ca_3Al_2Si_3O_{12} + Fe_3Al_2Si_3O_{12} + \\ + 3Ca_2Fe_4Al_2Si_7O_{22}(OH)_2 + 18SiO_2,$$

т. е. анортитовый компонент плагиоклаза + первичная малоглиноземистая роговая обманка → гроссуляр-альмандиновый гранат + высокоглиноземистая роговая обманка + кварц.

Минералогическим подтверждением реальности этой реакции могут служить: разница в составе плагиоклаза неметаморфизованных ($An_{35–50}$ в офиолитовых плагиогранитах и $An_{25–30}$ – в чашковских гранитах) и метаморфизованных (альбит или альбит-олигоклаз $An_{5–15}$) разностях пород и многочисленные

выделения крупнокристаллического кварца, обычные в описываемых высокобарических породах и схематически показанные на рис. 9.2, *а*, *в*.

На основе указанной реакции разработан геобарометр (Kohn, Spear, 1990), позволяющий получить независимые от роговообманково-плагиоклазового барометра оценки давлений метаморфизма. Температурные параметры были получены, как уже отмечалось, по роговообманково-гранатовому и биотит-гранатовому термометрам (Перчук и др., 1995). Сводные данные по всем рассмотренным участкам приведены в табл. 9.6, результаты роговообманково-плагиоклазовой барометрии показаны также на рис. 9.7.

Оценки температур по биотит-гранатовому геотермометру во всех случаях на 20–30° выше таковых по роговообманково-гранатовому, что согласуется с заметно более высокой магнезиальностью биотита по сравнению с сосуществующей роговой обманкой во всех без исключения пробах (см. табл. 9.4, 9.5). Систематическое занижение оценок давления по барометру Кона и Спира (Kohn, Spear, 1990) обусловлено тем, что в ряде случаев параметры состава роговой обманки и граната выходят за рамки, в которых был откалиброван этот барометр. В частности, железистость роговой обманки должна находиться в пределах 0.4–0.6, а в нашем случае она практически не опускается ниже 0.7, гранат из плагиогранитогнейсов характеризуется высоким содержанием марганца и др. Особенно заметны различия для чашковских гранитогнейсов, которые имеют альбитовый состав плагиоклаза, тогда как барометр рассчитан на содержание анортита в плагиоклазе выше 15%.

Важно подчеркнуть, что уровень давления, при котором были метаморфизованы породы (11–13 кбар), заметно выше фонового, составляющего во всех случаях 5–8 кбар (см. рис. 9.7) за исключением амфиболитов, непосредственно контактирующих с плагиогранитогнейсами и интегрированных с ними в единые блоки (см., например, табл. 9.6, пр. чл358). Это может означать, что высокобарические породы были смешаны с метаморфизованными при меньшем давлении в процессе совместной эксгумации вдоль единых тектонических зон.

В породах изученных районов присутствуют типоморфные для высокобарических парагенезисов белые слюды.

4. Высокобарическому метаморфизму подвергались уже деформированные гнейсовидные породы. Вновь образованные высокобарические метаморфиты приобретают новую наложенную гнейсовидность, которая обычно не нарушает такие первичные структурные элементы, как аплитовые жилы, контакты между разновидностями пород. По направлению наложенная гнейсовидность не совпадает с первоначальной, что обусловливает элементы автономности внутренней структуры высокобарических блоков (например автономную линейность Чашковского массива). Подобные явления описаны во многих высокобарических комплексах, и, возможно, объясняются большой ролью флюида в создании давления, близкого к гидростатическому (Austrheim, 1990). Можно полагать, что именно участие флюида, в первую очередь воды, определило и парагенезис пород, включающий роговую обманку, и сравнительно слабую степень деформаций, непосредственно связанных с высокобарическим метаморфизмом.

Глава 10. ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНА МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД УРАЛА И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ U–Pb-ИЗОТОПИИ И ГЕНЕЗИСА ПОРОД

Внимание, уделяемое в литературе циркону, объясняется его уникальными возможностями для использования в геохронологии, а также большой петрогенетической информативностью. Несмотря на сравнительно низкие концентрации в гранитоидах и мафитах и крайне низкие в ультрамафитах, циркон несет важную информацию об условиях и истории формирования пород и позволяет ее реставрировать. Цирконы вследствие своей устойчивости к процессам выветривания и некоторым другим метасоматическим преобразованиям представляют собой прекрасный материал для изотопного датирования разных этапов формирования магматических и метаморфических пород. Появление локальных методов анализа резко повысило эффективность использования геохимических особенностей циркона для петрологических и геодинамических реконструкций. И сейчас практически в каждом выпуске журналов, посвященных петрологии и минералогии, содержится обширная информация по составу этого минерала.

В настоящей главе излагаются результаты изучения в Университете г. Гранада (Испания) методом LA-ICP-MS проб цирконов из магматических (плутонических) и метаморфических пород Урала, выделенных в лабораториях радиогеологии (А.А. Краснобаев) и петрологии (Г.Б. Ферштатер) Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН.

Для каждой пробы был изучен редкоэлементный состав циркона, а также определен возраст и получены катодолюминесцентные и оптические изображения внутреннего строения зерен. Цирконы в виде отдельных зерен в полированных шлифах были проанализированы на 25 редких элементов в Университете г. Гранада методом LA-ICP-MS системой, состоящей из нанометрового лазера Mercantek 213, соединенного со спектрометром Agilent 7500s. Абляция осуществлялась в гелиевой атмосфере. Диаметр лазерного луча 35–40 мкм, максимально – до 80 мкм в тех случаях, когда надо было достичь большей чувствительности. Для поддержания постоянным лазерного фокуса образец каждые 20 с поднимали на 5 мкм. В качестве стандарта использовалось стекло NIST-610, содержащее около 0.450 ppm каждого элемента. Измерением этого стекла начинались и заканчивались анализы каждого шлифа, кроме того, стандарт анализировался через каждые четыре измерения возраста и через каждые восемь измерений состава для коррекции дрейфа. Цирконий и кремний использовались как внутренние стандарты. Данные измерений обсчитаны с помощью компьютерной программы, разработанной Ф. Беа.

Краткая характеристика пород, из которых выделены минералы, приведена в табл. 10.1.

Таблица 10.1

Породы, из которых выделены изученные цирконы, и возраст циркона

Номер пробы	Структура	Массив	Порода	Возраст, млн лет	Лит. источник*	Кол-во измерений**
кт355	ПП	Косьвинский	Cpx-содержащий дунит, степень серпентинизации 30%	1800 **420–435** 370–352	[1, 2]	12
к1836	ЮВОК	Сахаринский	**Cpx- и флогопитсодержащий** дунит	378–374	[2]	28
к1832	Сак	Восточно-Хабарнинский	Дунит серпентинитизированный	402–407	[2]	46
к513	ПП	Черноисточинский	**Hbl-габбро, протолит** анортозита к501	380–400 **425±10** **424±11** 445±4 563±8 1210–1240	[3, 4]	29
к501	ПП	Черноисточинский	**Hbl-анортозит, лейкосома** мигматизированного габбро к513	**424±11**	[3, 4]	33
к1837	ЮВОК	Сахаринский	Cpx-Bt-Hbl-монцогаббро	**380–382**	[2]	17
к1834	Сак	Восточно-Хабарнинский	Габбро-норит амфиболитизированный	**400–402**	[2]	7
к1835	–“–	–“–	То же	**402±4**	[2]	19
к1830	Сак	Хабарнинский (Аккермановский)	Оливиновый габбро-норит	**378**	[2, 4]	8
к934	ЮВОК	Рефтинский	Hbl-габбро	**423±6**	[5]	9
к935	–“–	–“–	**Hbl-тоналит**	**422±6**	[5]	8
к933	–“–	–“–	**Hbl-кварцевый диорит**	**426**	[5]	13
к932	–“–	–“–	**Hbl-тоналит**	**425**	[5]	10
к927	–“–	–“–	**Hbl-гранодиорит**	**406**	[5]	8
к931	–“–	–“–	**Hbl-адамеллит**	**401**	[5]	8
к1833	Сак	Северо-Хабарнинский	Hbl-плагиогранит	**378**	[5]	5
к55	БА	Рябиновский	**Bt-гранит микропегматитовый**	**1386**	[6]	3
к32	–“–	Губенский	Bt-гранит гнейсовидный с гранатом	**1386**	[6]	2
к1050	ММЗ	Новобурановский	Гранодиорит	**294±8**	[5]	4
с31	ГУР	Сыростанский	**Hbl-габбро**	**333±3**	[7]	7
с51	–“–	–“–	Bt–Hbl-гранодиорит	**327±2**	[7]	6
Ур-1	СЗК	Урузбаевский	Bt-плагиогранит	**293±6**	[5]	1
Ад-1	СЗК	Адуйский	**Bt-гранит**	**290–250**	[8]	17
к1036	Сак	Кемпирсайский	Амфиболит из кровли массива по базальту MORB-типа	**400±8**	[5]	8

Окончание табл. 10.1

Номер пробы	Структура	Массив	Порода	Возраст, млн лет	Лит. источник*	Кол-во измерений**
к1831	Сак	Хабарнинский	Гранатовый гранитогнейс из подошвы аллохтона	300 450 2700	[5]	6
к788	ПП	Северо-западный экзоконтакт Кытлымского массива	Высокобарический **Bt-Grn-гранитогнейс – лейкосома** мигматизированного офиолитового амфиболита	400 300	[5]	41
к1757	ЮВОК	Западный экзоконтакт Челябинского массива	То же	450 390	[5]	5

Примечание. *Тектонические структуры*: БА – Башкирский антиклинорий; ГУР – зона Главного Уральского разлома; ТМЗ – Тагильская мегазона: ПП – Платиноносный пояс, ТВЗ – Тагильская вулканогенная зона; СЗОК – окраинно-континентальная зона северо-западного мегаблока, СЗК – континентальная зона северо-западного мегаблока, ММЗ – Магнитогорская мегазона, ЮВОК – окраинно-континентальная зона юго-восточного мегаблока, ЮВК – континентальная зона юго-восточного мегаблока (Ферштатер и др., 1992), Сак – Сакмарская зона, ВЗ – Валерьяновская зона. Символы минералов по: **The nomenclature…, 1998. Жирным шрифтом выделены значения возраста, отвечающие времени магматической** кристаллизации, более древние значения отвечают ксеногенному, а более молодые – постмагматическому циркону.

*Лит. источник, в котором приведены подробные геохронологические характеристики цирконов: [1] – **Bea et al., 2001;** [2] – Ферштатер и др., 2009б; [3] – Краснобаев и др., 2007; [4] – Ферштатер и др., 2009а; [5] – Ферштатер и др., 2007; [6] – Краснобаев и др., 2006б; [7] – **Montero et al., 2000; [8] – Краснобаев и др., 2006а. См. также соответствующие главы** этой книги.

**Количество зерен циркона, в которых определено содержание редких элементов.

ЦИРКОН ДУНИТОВ

Изученные дуниты входят в состав зональных массивов так называемого урало-аляскинского типа, в которых слагают ядра. Они ассоциированы с кальциевыми ультрамафитами – верлитами и клинопироксенитами. В генетическом отношении дуниты такого типа представляют собой кумулятивные породы, образованные оливином, кристаллизовавшимся на ранних стадиях эволюции базитового расплава, родоначального для ассоциированных с дунитами габброидов (см. главу 1). Были опробованы три массива: Косьвинский, представляющий собой часть крупного Кытлымского массива Платиноносного пояса Урала, Восточно-Хабарнинский, расположенный западнее главной сутуры Урала – Главного Уральского разлома, и Сахаринский из восточной части Магнитогорской мегазоны (см. рис. В.1). В каждом образце дунита наблюдаются следующие генетические и возрастные группы цирконов: 1) реликтовые, вероятно мантийные, архейского возраста, 2) ксеногенные протерозойского возраста, 3) цирконы магматического облика, близкие по возрасту и геохимическим особенностям цирконам из габброидов, ассоциированных с дунитами, и 4) постмагматические цирконы, кристаллизовавшиеся, по-видимому, из гидротерм, сопровождавших перекристаллизацию дунитов.

Цирконы архейского возраста, представленные осколками прозрачных, бедных ураном кристаллов, – это, скорее всего, **реликтовые** разности, заимствованные из мантийного субстрата дунитов. Именно низкое содержание урана (табл. 10.2, ан. к1836/3243), сходное с таковым в кимберлитовых цирконах (Belousova **et al., 1998), обеспечило хорошую сохранность этих кристаллов. Их**

Таблица 10.2

Среднее содержание рассеянных элементов в цирконах из дунитов

Компонент	тг355/360	тг355/1746	к1836/380	к1836/3243	к1832/400	к1832/384	к1832/1700
Hf	0.91	0.78	0.73	0.96	1	2.07	1.11
P	187	240	229	182	263	1270	282
Ti	12	16	57	16	2	164	85
Y	707	2218	951	338	748	4123	896
Nb	0.51	2.45	1.25	1.12	0.55	13.12	1.99
La	0.02	0.11	0.81	0.03	0.05	163.72	0.32
Ce	12.95	45.77	7.51	34.56	10.38	1623.14	25.63
Pr	0.12	0.15	0.16	0.08	0.14	140.94	0.23
Nd	2.51	2.79	1.34	1.63	2.34	902	3.06
Sm	4.65	6.09	1.83	2.79	3.8	333.83	5.29
Eu	1.07	3.2	0.7	0.62	1.26	72.46	1.21
Gd	19.42	37.06	9.41	9.94	15.18	304.32	23.66
Tb	6.21	14.77	3.54	2.59	4.74	54.38	7.18
Dy	70	181.5	56.9	32.5	60.6	450.3	89.7
Ho	24.7	71.9	23.9	10.4	23.1	115.4	29.6
Er	116.1	360.6	145.4	50.8	121.3	503	144.7
Tm	27.4	87.3	41	10	27.7	104.6	30.2
Yb	262.5	920.4	421.5	101.8	273.4	1031.9	295.8
Lu	44.9	174.9	68.1	15.3	52.9	160.5	45.9
Ta	0.25	0.75	0.28	0.32	0.27	1.61	0.7
Pb	4.55	55.65	5.12	13.85	60.97	156.86	32.22
Th	62	370	70	39	111	2470	58
U	94	207	78	25	262	2625	103
n	6	1	6	1	8	11	3

Примечание. Здесь и в табл. 10.3–10.5: содержание гафния – мас.%, других элементов – г/т; *n* – количество проанализированных зерен; **в обозначении проб над чертой указан номер пробы, под чертой – возраст циркона, млн лет**. Характеристику проб см. в табл. 10.1.

немного, что затрудняет определение возраста и геохимических параметров в одних и тех же зернах.

Цирконы второй группы распространены более широко. Они имеют протерозойский возраст и, по-видимому, **ксеногенную** природу. В основном они представлены овальными зернами с абразивными следами на поверхности, свидетельствующими об их переотложении. Нередко такие зерна обрастают каймами палеозойского возраста, образуя полигенные кристаллы. Часть ксеногенных зерен неустойчива в расплаве, из которого сформировался оливин дунита, и сильно корродирована. Геохимические особенности ксеногенных цирконов в дуните проб кт355/1746 и к1832/1700 (табл. 10.2, рис. 10.1, 10.2)

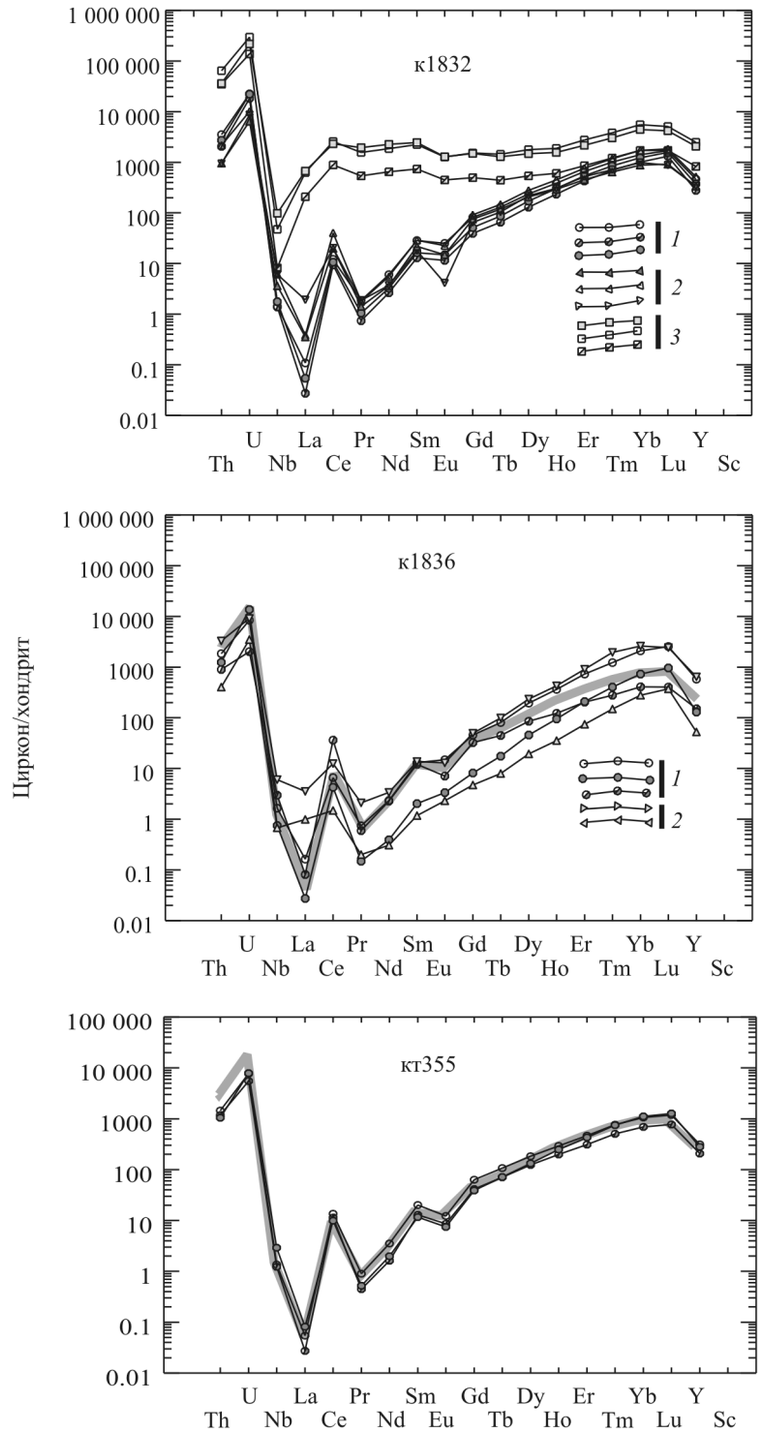


Рис. 10.1. Нормализованное по хондриту распределение редких элементов в цирконах из дунитов.
Дунит к1832: *1* – магматический, *2* – ксеногенный, *3* – гидротермальный; *дунит к1836*: *1* – магматический, *2*– гидротермальный; *дунит кт355* магматический. Серая линия – тренд магматических цирконов из дунита к1832, используемый для сравнения. Характеристику проб см. в табл. 10.1

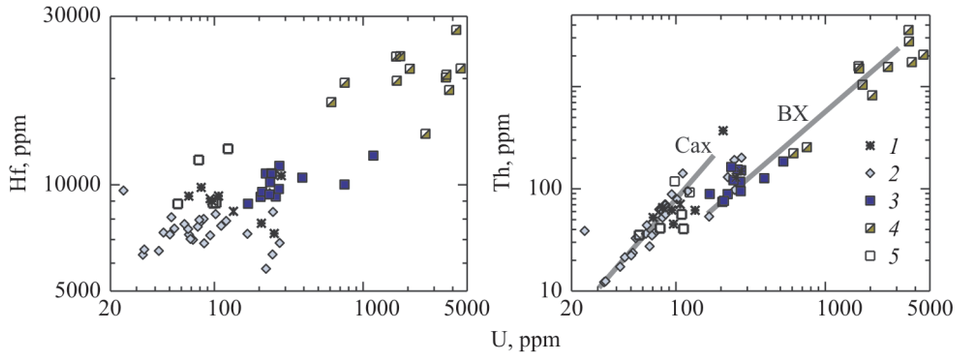


Рис. 10.2. Диаграммы Hf–U, **Th–U для цирконов из дунитов:**
1 – кт355; *2* – к1836; 3–5 – к1832: *3* – магматический, *4* – постмагматический, *5* – ксеногенный цирконы

наряду с морфологией протерозойских зерен позволяют предположить их принадлежность к породам коры континентального типа.

Из исходного для дунита предположительно базитового или тылаитового расплава кристаллизовались идиоморфные **магматические** цирконы. Их специфика заключается в зональном строении, обусловленном чередованием зон различной четкости, дополненных иногда диффузными (размытыми) контурами секториальности. Во всех изученных пробах дунита они имеют такой же возраст, как цирконы из ассоциированных с ними габброидов: 435–432 млн лет в дуните Косьвинского массива, 378–374 млн лет в дуните из Сахаринского массива и 407–402 млн лет в дуните Восточно-Хабарнинского массива. В этих же интервалах находится возраст цирконов из габброидов соответствующих массивов. Генетическую связь цирконов из габбро и ассоциированных с ними дунитов подчеркивает их геохимическое сходство. Так, магматические цирконы из дунита Восточно-Хабарнинского массива по содержанию U, Th, Hf практически идентичны цирконам из ассоциированных с дунитами габброноритов к1834 и к1835, а цирконы из дунита Сахаринского массива – цирконам из монцогаббро к1837 того же массива (см. рис. 10.2).

Постмагматические цирконы имеют более молодой возраст по сравнению с магматическими. Наиболее детально они изучены в дуните из Восточно-Хабарнинского массива, где резко отличаются от ксеногенных и магматических цирконов высоким содержанием всех проанализированных редких элементов и большими вариациями концентраций, а также небольшой величиной положительной цериевой аномалии или отсутствием таковой.

Таким образом, можно констатировать большое разнообразие состава цирконов в таких очень однородных по химическому и минеральному составу породах, как дуниты, которые к тому же предельно бедны редкими элементами, способными концентрироваться в цирконе. Несомненно, что это разнообразие отражает отмеченную выше генетическую неоднородность этого минерала.

ЦИРКОН ГАББРОИДОВ

Экспериментальные работы (Watson, Harrison, 1983) свидетельствуют о высокой растворимости циркона в базитовом расплаве, что затрудняет его кристаллизацию в области тех концентраций циркония, которые наблюдаются в габброидах и базальтах. В то же время многочисленные данные указывают на обычное присутствие в габброидах первичных цирконов, кристаллизовавшихся из магматического расплава на разных стадиях его эволюции (Краснобаев, 1986; Краснобаев и др., 2007). Геохимические особенности цирконов помогают разобраться в их генезисе.

Большая часть изученных габброидов древнее 370 млн лет, за исключением габбро Магнитогорского и Сыростанского массивов (около 330 млн лет), где они ассоциированы с гранитоидами того же возраста. Величина отношения U/Th в цирконах габброидов изменяется от 1 до 5 при колебаниях содержания урана от 60 до 1000, тория – от 30 до 400 г/т (рис. 10.3). Значение отношения U/Th наиболее изменчиво в цирконе из роговообманкового габбро к513 Черноисточинского массива, цирконы из габбро-норита Восточно-Хабарнинского массива отличаются высоким (около 4) и сравнительно устойчивым значени-

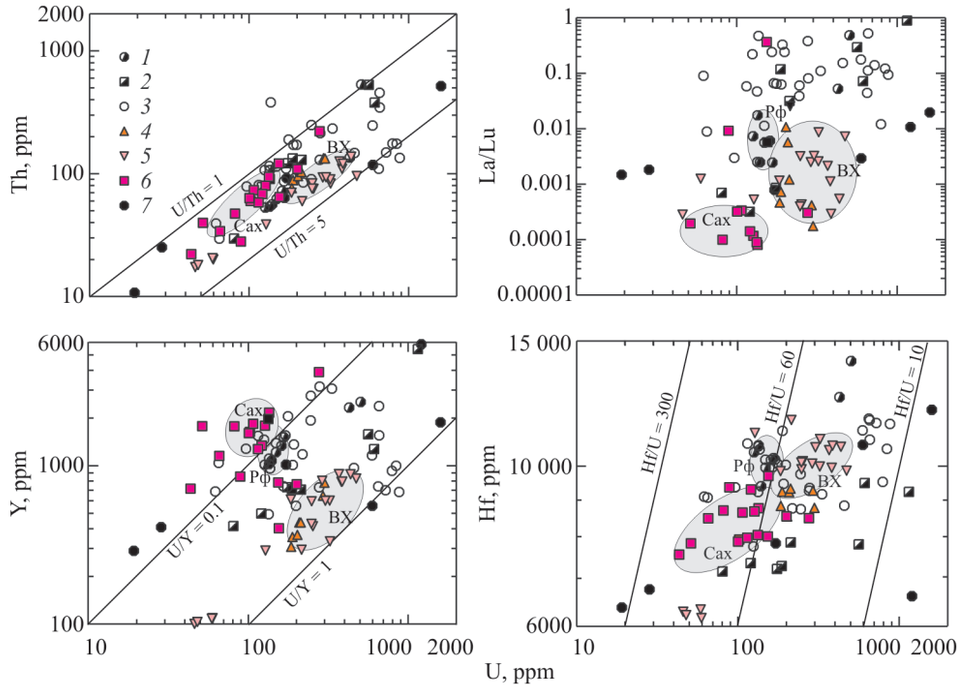


Рис. 10.3. Диаграммы Th–U, **La/Lu–U, Y–U, Hf–U для цирконов из габброидов:**
1 – к934; *2* – к1830; *3* – к513; *4* – к1834; *5* – к1835; *6* – к1837; *7* – с36.
Серые овалы с индексами Сах, ВХ и Рф – области составов циркона из габброидов Сахаринского, Восточно-Хабарнинского и Рефтинского массивов соответственно.
Следует обратить внимание на совпадение состава циркона из габброидов Сахаринского и Восточно-Хабарнинского массивов с составом магматического циркона из дунитов (см. рис. 10.2), с которыми ассоциированы габброиды. Характеристику проб см. в табл. 10.1

Таблица 10.3

Среднее содержание рассеянных элементов в цирконах из габброидов

Компонент	к513/425	к513/563	к513/1240	к501/424	1837/380	1834/402	1835/402	1835/1450	1830/378	1830/420	к934/423	с36/330	с36/350
Hf	1.11	0.96	0.93	0.97	0.84	0.9	1.04	0.62	0.84	0.72	1.09	0.79	0.92
P	569.8	446.2	434.7	169	260	195	171	30.3	1006	245.6	295.3	267	489.6
Ti	541.2	342.3	322.2	334	33	29.8	22.3	4.1	40.2	13.7	560.2	9.7	17.4
Y	1142	1362	1449	902	1529	475	611	105	1186	589.4	1460	568	3861
Nb	3.7	2.4	2.73	8.19	1.65	0.78	0.49	0.65	7.54	1.33	1.38	1.6	51.57
La	15.44	13.98	6.2	0.83	0.33	0.07	0.1	0.01	11.05	2.1	10.42	0.04	2.23
Ce	59.77	56.79	37.08	15.9	8.94	6.41	7.73	2.35	54.2	19.09	65.02	14.7	372.3
Pr	5.82	5.1	3.05	0.23	0.22	0.11	0.13	0.01	3.71	0.47	10.28	0.09	2.91
Nd	27.39	26.23	18.34	1.93	2.67	1.82	1.95	0.2	23.23	3.09	82.92	1.76	29.98
Sm	10.36	12.14	11.8	2.53	4.45	2.84	3.14	0.42	15.93	2.75	28.69	3.8	35.77
Eu	1.76	2.37	2.27	0.91	1.44	0.57	0.89	0.23	5.43	1.17	4.63	1.32	14.68
Gd	27.69	41.23	42.78	13.0	20.81	11.2	10.93	1.81	35.85	10.30	33.94	15.4	112.0
Tb	8.56	12.68	13.2	4.69	6.76	3.58	2.89	0.55	11.84	3.64	7.88	5.31	38.18
Dy	98.8	137.2	142.4	62.5	104.1	43.3	40.5	8.5	123.4	45.1	91.5	56.4	410
Ho	37.9	48.8	50.6	27.8	37.9	16.2	13.7	3	43.3	19.2	40.1	18.7	135.1
Er	187.3	217.1	225.3	155	219.9	76.9	77	18.3	192.4	103	214.3	82.3	561
Tm	44.6	46	49.1	41	51.5	18.8	16.7	4.4	44.8	28.2	56	19.1	122.2
Yb	452.3	417.5	443.7	456	522.4	183	176.2	50.2	426.3	325.4	600.6	180	1037
Lu	94.2	81.3	81.7	99.2	85	31.8	29.3	7.6	76.1	67.7	121.5	31.8	154.2
Ta	2.95	0.88	1.16	5.63	0.44	0.37	0.19	0.35	1.14	0.44	0.38	0.63	13.1
Pb	43.95	15.62	81.4	18.3	7.33	12	14.92	11.6	24.3	8.34	11.31	9.26	67.52
Th	224.2	133.4	118.8	120	75.1	105	90.2	19	346.4	90.6	126.2	61.4	1636
U	726.1	145	352	293	121.1	227	304.6	53.1	462.9	141	216.2	204	1406
n	14	12	2	33	8	8	7	4	3	3	9	4	2

Примечание. Пояснения – см. табл. 10.2.

ем отношения U/Th, а из монцогаббро Сахаринского массива – более низким (около 2). Две разновидности цирконов возрастом 378 и 420 млн лет из оливинового габбро-норита к1830 (табл. 10.3) характеризуются сходным значением отношения U/Th.

Содержание лантана в цирконах из габброидов варьируется от 0.01 до 100 г/т и в большинстве проб прямо связано с содержанием урана. Повышенным содержанием La отличается циркон из габбро к513, а низким – из монцогаббро к1837; для пород наблюдается обратная картина: высокое содержание лантана – в пробе к1837, а низкое – в пробе к513. Относительная независимость редкоэлементного состава циркона от состава вмещающей его породы – довольно обычное явление.

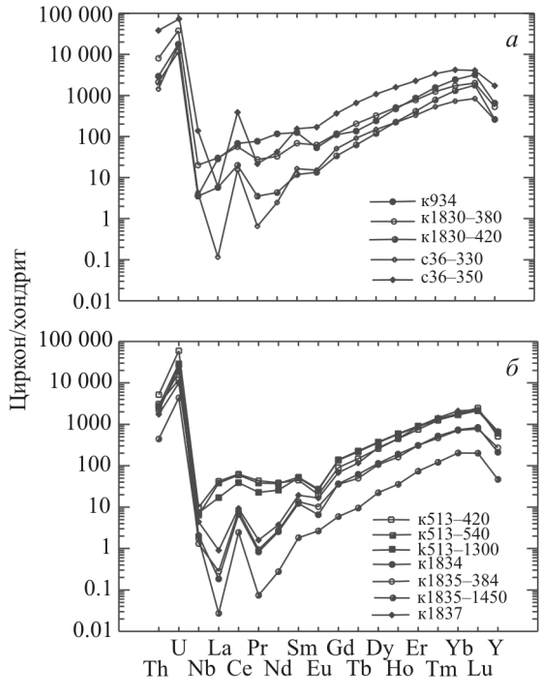


Рис. 10.4. Распределение редких элементов в разновозрастных цирконах из габброидов:

а – бедное калием габбро Рефтинского (к934) и Аккермановско-Кирпичнинского (к1830) массивов и богатое калием габбро Сыростанского массива (с36); *б* – габброиды массивов урало-аляскинского типа. В обозначениях проб первая цифра – номер пробы, вторая – возраст циркона, млн лет. Характеристику проб см. в табл. 10.1

Содержание гафния в рассматриваемых цирконах изменяется от 0.6 до 1.3% при широких вариациях значения отношения Hf/U (см. рис. 10.3). Самые низкие концентрации гафния зафиксированы в древних цирконах из габбро-норита к1835 и в габбро Сыростанского массива. В последнем, а также в габбро к513 отмечаются и самые большие вариации значения отношения Hf/U. В целом можно говорить о наличии прямой корреляции между содержаниями U и Hf в цирконе. В большинстве проб разброс величины отношения La/Lu достигает 2–3 порядков, что свидетельствует о генетической гетерогенности цирконов. Отношение La/Lu положительно коррелирует с содержанием урана.

Близкие в генетическом отношении габброиды часто содержат цирконы, заметно различающиеся содержанием рассеянных элементов. В цирконе из габбро Платиноносного пояса к513 содержание урана колеблется в широких пределах, тяготея к сравнительно высоким значениям. Соответственно они отличаются и более высоким значением отношения La/Lu по сравнению с цирконами из габброидов Сахаринского и Восточно-Хабарнинского массивов (рис. 10.4). Офиолитовое габбро к934 Рефтинского массива содержит устойчивые по составу цирконы с умеренным содержанием урана и повышенным Hf. Цирконы из богатого калием габбро Сыростанского массива образуют две группы с низким (20–30 г/т) и высоким (> 1000 г/т) содержанием урана. При сходном общем виде спайдерграмм в большинстве цирконовых популяций с положительной аномалией Ce в пробах к513, к934, к1830 эта аномалия выражена не столь отчетливо или не проявлена вообще, что свойственно преобразованным или постмагматическим цирконам. Разновозрастные цирконы из одной и той же пробы нередко характеризуются сходным распределением элементов-примесей. Примером могут служить цирконы возрастом 384 и 1450 млн лет из габбро-норита к1835 или цирконы возрастом 420, 540 и 1300 млн лет из габбро к513.

Сравнение спайдерграмм цирконов и включающих их габброидов показывает, что цирконы выступают концентраторами таких элементов, как уран,

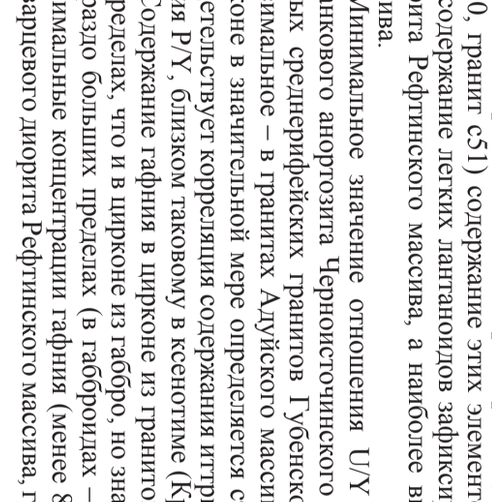


Рис. 10.5. Спайдерграммы оливинового габбро-норита к1830**г и габбро-норита к1830 возрастом 420 млн лет (реститовый), 380 млн лет (магматический) и из габбро к1835 возрастом 1450 млн лет (реститовый), 384 млн лет (позднемагматический)**

торий и тяжелые лантаноиды. Содержание этих элементов в цирконе на несколько порядков превышает таковое в породе (рис. 10.5).

ЦИРКОН ГРАНИТОИДОВ

Цирконы гранитоидов характеризуются максимальными вариациями концентраций редких элементов (табл. 10.4, рис. 10.6). Содержание урана в них колеблется от 10 до 4000, тория – от 2 до 2000 г/т при сохранении величины отношения U/Th в тех же пределах, что в цирконах из габбро, – от 1 до 5. Минимальное содержание U (до 150 г/т) и Th (до 100 г/т) отмечается в цирконах из пород возрастом более 400 млн лет – в роговообманковом анортозите к501 и плагиогранитоидах Рефтинского массива. Можно предположить, что эта геохимическая особенность обязана мантийному источнику всех магматических пород Урала древнее 370 млн лет (Ферштатер и др., 2009а).

Содержание **La, а также Ce, Pr, Nd и в меньшей степени Sm в цирконе** колеблется в широких пределах, достигающих 2–3 порядков в большинстве отдельно взятых проб, хотя в некоторых пробах (плагиогранит к1833, гранодиорит к1050, гранит с51) содержание этих элементов более стабильно. Минимальное содержание легких лантаноидов зафиксировано в цирконе из кварцевого диорита Рефтинского массива, а наиболее высокое – из гранита Адуйского массива.

Минимальное значение отношения U/Y отмечается в цирконе роговообманкового анортозита Черноисточинского массива и в цирконе из рифтогенных среднерифейских гранитов Губенского и Рябиновского массивов а максимальное – в гранитах Адуйского массива. Абсолютное содержание Y в цирконе в значительной мере определяется степенью ксенотимизации, о чем свидетельствует корреляция содержания иттрия и фосфора при значении отношения P/Y, близком таковому в ксенотиме (Краснобаев и др., 2005).

Содержание гафния в цирконе из гранитоидов колеблется примерно в тех же пределах, что и в цирконе из габбро, но значение отношения Hf/U меняется в гораздо больших пределах (в габброидах – 30–80, в гранитоидах – 6–700). Минимальные концентрации гафния (менее 8000 г/т) отмечаются в цирконах из кварцевого диорита Рефтинского массива, гранодиорита Новобурановского,

Таблица 10.4

Среднее содержание рассеянных элементов в цирконах из гранитоидов

Компонент	к933 426	к932 425	к927 406	к931 401	к1833 378	к32п 1386	к32в 1386	к55п 1386	к55в 1386	Ур-1 293	с51 327	к1050 294	Ад-1 330	Ад-1 290	Ад-1 260
Hf	0.8	1.07	0.89	1.19	0.92	0.7	0.72	0.82	0.69	1.26	0.79	0.71	0.9	1.1	1.17
P	94.2	142.4	95.3	389	199.4	272.7	161.4	53.5	246.4	428.8	267	130	149.4	183.6	3739
Sc	160.9	115.1	117.3	209.8	289.5	286.9	262.4	213.2	221.2	680.1	Не опр.	Не опр.	122.8	277.5	359.7
Ti	230.3	289.3	228.4	248.4	40.6	42.4	49.9	21.3	16.3	2396	9.7	18.6	426.4	280.7	385.2
Y	397.8	437.4	337.9	1704	1171	9126	6061	721.4	3116	2822	567.9	403.6	648.3	739.8	1761
Nb	0.15	0.47	0.11	1.7	1.83	153.1	84.7	7.9	13.87	2.07	1.6	0.91	3	5.88	10.44
La	0.21	2.06	0.06	21.7	0.36	2.03	84.91	0.38	24.06	1.49	0.04	0.1	5.87	33.66	88.88
Ce	1.42	12.35	0.94	99.02	33.97	194.6	316.4	14.1	65.87	48.12	14.67	22.67	72.41	139	349.4
Pr	0.04	1.21	0.03	15.54	0.26	3.5	17.69	0.18	6.67	1.91	0.09	0.26	1.04	21.09	51.11
Nd	0.42	9.35	0.34	130.5	3.69	50.75	137.2	2.44	42.56	21.74	1.76	4.19	10.22	132.6	319.7
Sm	0.81	4.16	0.69	49.68	6.22	83.07	122.8	4.34	31.63	30.70	3.8	6.1	11.4	74.13	189.6
Eu	0.55	1.09	0.42	7.87	1.59	1.28	4.27	0.98	4.35	5.86	1.32	2.23	3.31	17.8	45.91
Gd	5.11	9.15	4.52	56.59	26.45	282.8	330.4	21.71	130.9	125.1	15.42	17.28	28.81	71.65	199.7
Tb	2.08	2.72	1.75	11.64	9.05	101.7	87.98	6.61	35.74	36.14	5.31	4.52	7.5	12.55	38.03
Dy	29.2	33	25	117	108.8	1033	749.1	74.6	379.3	347.6	56.4	42.5	72.2	89.6	267.2
Ho	13.2	13.7	11.2	45.1	41.2	290.5	179.9	26.8	127	101.3	18.7	13.3	23.6	24.7	66.97
Er	70	71.9	60	226.7	194.0	1084	596.4	114.3	495.5	370.5	82.3	54.7	97.2	100.8	252
Tm	18.6	19.3	15.8	59.6	44.8	224.9	118.6	25.6	98.5	67	19.1	12.8	20.9	22.7	52.02
Yb	214.6	232.7	174.5	615.6	418.2	1575	868.8	237.8	851.2	476.6	180.2	127.7	208.3	227.8	463.5
Lu	42.7	48	34.9	126.5	77.8	220.7	110.8	36.8	115.5	79.5	31.8	19.5	30.3	40	77.02
Ta	0.06	0.13	0.04	0.59	0.76	24.17	15.24	1.97	3.58	0.29	0.63	0.45	0.85	1.25	1.93
Pb	5.85	7.52	2.26	15.26	22.3	308.9	200.7	8.62	30.39	50.33	9.26	8.26	10.65	57.44	65.27
Th	27	52.8	11.1	329.6	310	1596	1035	22.5	131.7	335.3	61.4	162.5	168.6	585	994.5
U	84.2	112.6	34.5	290.7	415.5	1405	842	39	149.2	910.9	204.1	209.5	200.3	1281	1631
n	7	7	8	6	4	2	2	1	1	1	4	4	1	5	8

Примечание. Буквы «п» и «в» после номера пробы обозначают первичный и вторичный циркон соответственно. Остальные пояснения см. в табл. 10.2.

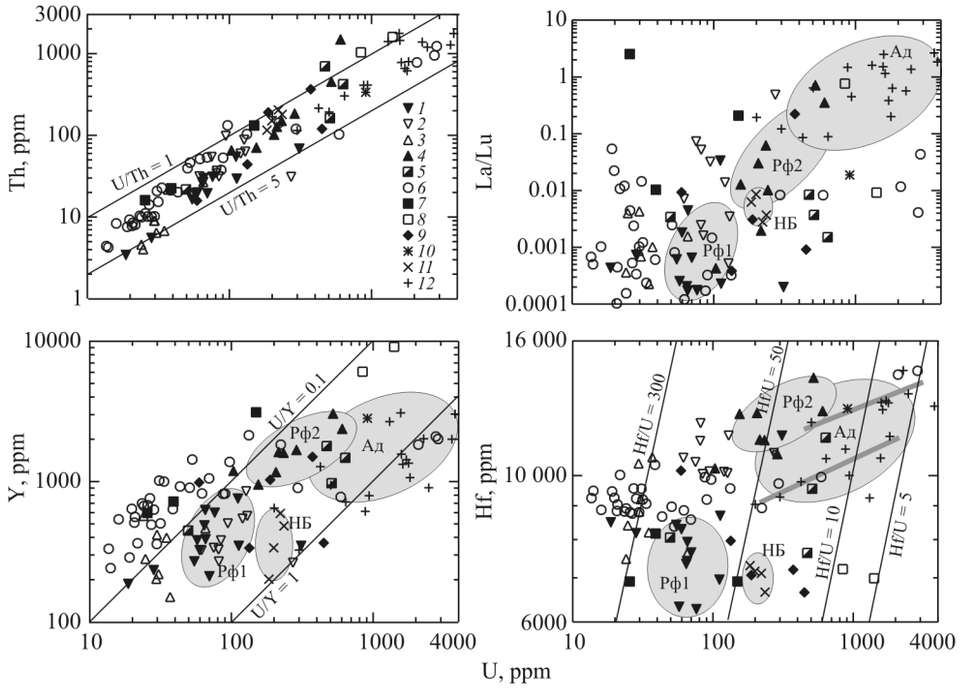


Рис. 10.6. Диаграммы **Th–U, La/Lu–U, Y–U, Hf–U для цирконов из гранитоидов:**
1 – к933; *2* – к932; *3* – к927; *4* – к931; *5* – к1833; *6* – к501; *7* – к55; *8* – к32; *9* – с51; *10* – Ур1; *11* – к1050; *12* – Ад1. Характеристику проб см. в табл. 10.1. Серыми овалами показаны поля составов циркона из K–Na-гранитов Адуйского (Ад) и Новобурановского (НБ) массивов, а также из бедных калием адамеллита (Рф1) и кварцевого диорита (Рф2) Рефтинского массива

среднерифейских гранитов, максимальные (более 10 000 г/т) – в цирконе из тоналита и адамеллита Рефтинского массива, гранита Адуйского массива. Цирконы последнего в координатах U – Hf образуют две вариационные линии (см. серые линии на рис. 10.6) с разным содержанием гафния, к каждой из которых принадлежат зерна возрастом и 290, и 260 млн лет. Как и для габбрового циркона, для циркона из гранитоидов намечается положительная корреляция величины отношения La/Lu с содержанием U, но в индивидуальных пробах она выражена слабо или не проявлена вообще. Близкая к единице величина отношения La/Lu отмечается в тех цирконах из гранита Адуйского массива, а также из среднерифейских гранитов и рефтинского адамеллита, для которых можно предполагать кристаллизацию из флюидной фазы.

Максимальное содержание урана и большинства других элементов отмечается в цирконе из гранита Адуйского массива (см. овал с индексом Ад на рис. 10.6). В породах Рефтинского массива выделяются две геохимические группы циркона с низким (Рф1) и высоким (Рф2) содержанием урана. Первую образуют бедные калием гранитоиды повышенной основности, вторую – наиболее молодые адамеллиты.

Спайдерграммы цирконов из разных типов гранитоидов сходны (рис. 10.7). Следует подчеркнуть важную особенность постмагматических цирконов, которые образованы, по-видимому, в пневматолитовую стадию эволюции грани-

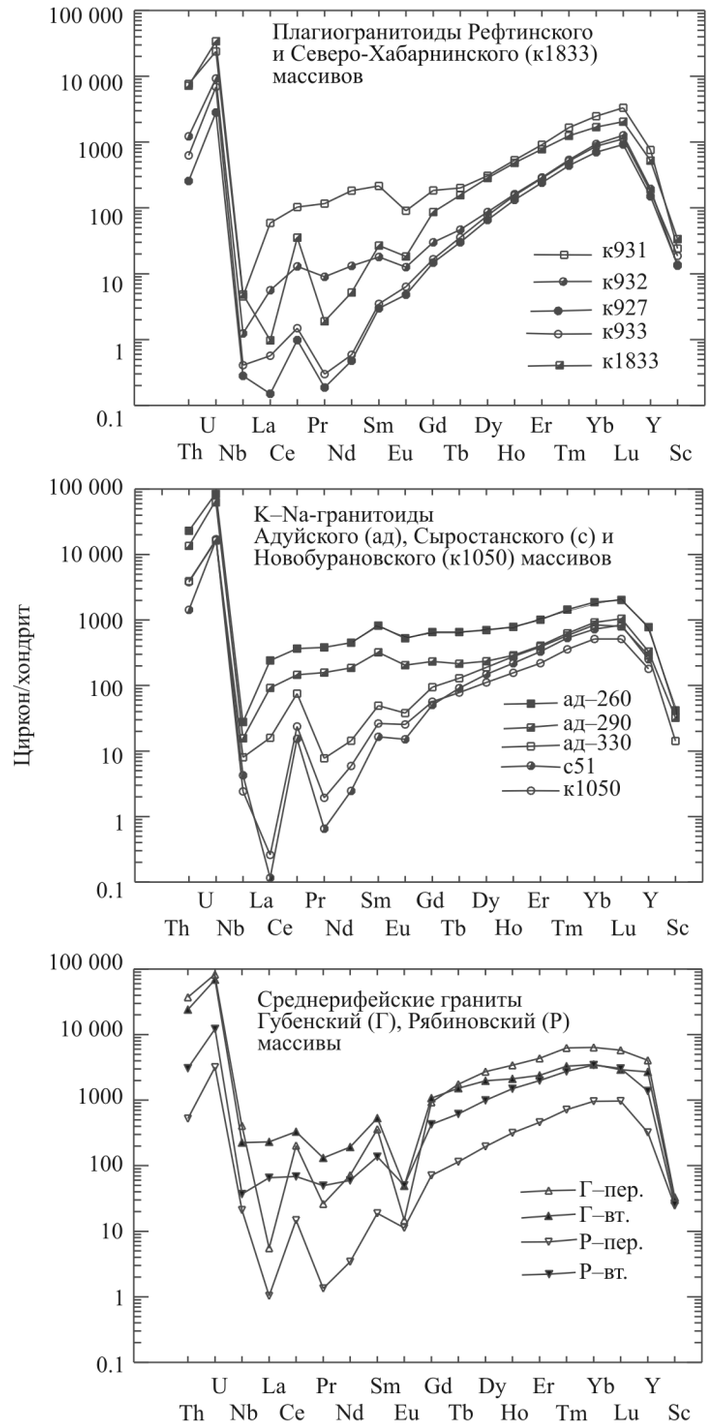


Рис. 10.7. Распределение редких элементов в цирконах из гранитоидов.
В обозначении проб: ад – номер пробы, цифры – возраст циркона, млн лет. В пробах циркона из Рябиновского и Губенского массивов: пер. – первично-магматический циркон, вт. – вторичный (гидротермальный)

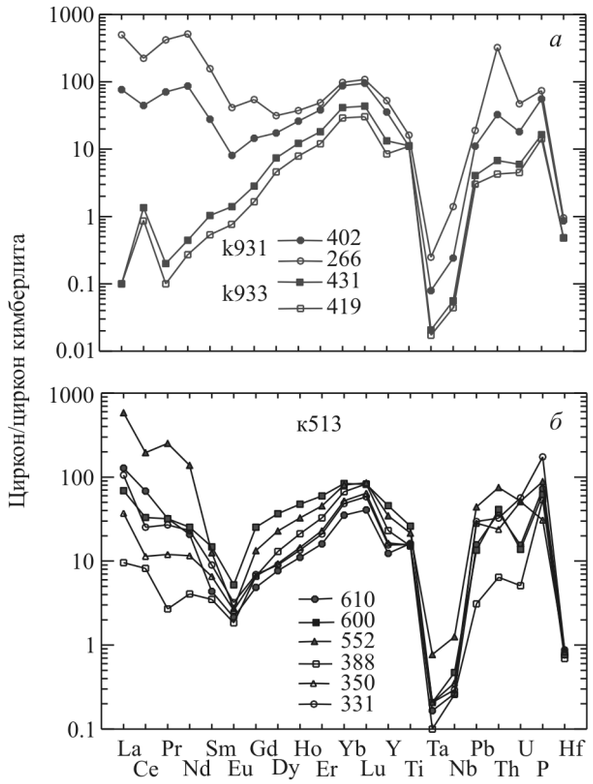


Рис. 10.8. Распределение редких элементов в ядрах (черные значки) и краевых зонах (белые значки) зонального полихронного циркона из гранитоидов к931 и к933 (*а*) и габбро к513 (*б*).
Цифры около условных обозначений – возраст, млн лет. Нормировано по: Belousova et al., 1998. Пояснения см. в тексте

тоидов. В таких цирконах отсутствует положительная цериевая аномалия. Обычно они характеризуются повышенным содержанием легких лантаноидов, урана и тория. Эту же закономерность можно проследить в зональных полигенных зернах, в которых каймы, отвечающие постмагматической стадии, обогащены легкими РЗЭ по сравнению с ядрами, фиксирующими время магматической кристаллизации (проба к931 на рис. 10.8, *а*). Иногда эта закономерность нарушается. В габбро к513 ядра зональных зерен сложены цирконом вендского возраста, который заметно обогащен легкими лантаноидами по сравнению с краевыми зонами и не имеет выраженной Ce-аномалии. Такой тренд, по-видимому, обусловлен разной природой циркона: ядра сложены цирконом, заимствованным из пород, прорываемых габбро, а каймы – цирконом, кристаллизовавшимся в постмагматическую стадию.

ЦИРКОН МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Наша коллекция метаморфических пород, из которых геохимически изучены цирконы, не может считаться представительной для этого класса пород. Все изученные цирконы выделены из пород, так или иначе связанных с офиолитовыми комплексами. Это амфиболиты по базальтам СОХ (к1036), высокобарические метаморфиты (плагиогранитогнейсы) – продукты частичного плавления амфиболитов по базальтам СОХ (к788 и к1757), а также гранитогнейсы из подошвы Хабарнинского аллохтона (к1831), образованные в результате обдукции.

Формирование апобазальтовых мигматизированных амфиболитов, имеющих геохимические параметры базальтов СОХ, связано с внедрением горячих масс гарцбургитовых мантийных тектонитов, слагающих подавляющую по

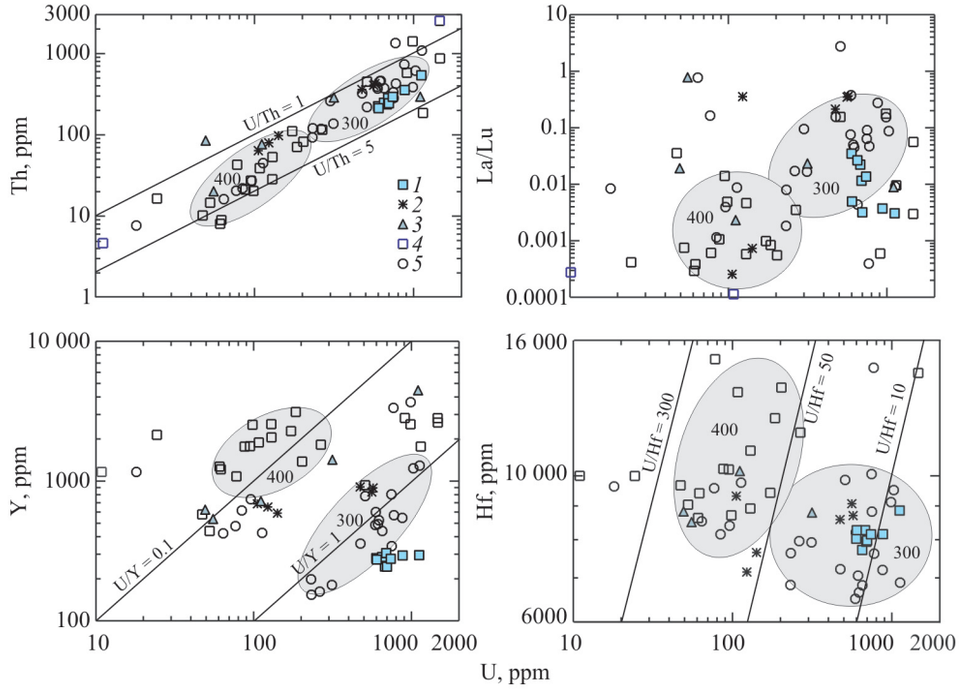


Рис. 10.9. Диаграммы Th–U, La/Lu–U, Y–U, Hf–U для циркона из метаморфических пород.
1 – амфиболит к1036, образующий кровлю южной части Кемпирсайского массива; *2* – гранитогнейс к1831 из «тектонического окна» в северной части Хабарнинского массива; *3* – гранитогнейс 1757 из западного экзоконтакта Челябинского массива; *4* и *5* – гранитогнейс к788 (популяции 400 и 300 млн лет соответственно) из северо-западного экзоконтакта Кытлымского массива (области концентрации соответствующих точек показаны серыми овалами)

объему часть Кемпирсайского массива. В амфиболитах, перекрывающих гарцбургиты в южной части Кемпирсайского массива, развиты типичные метаморфогенные цирконы (по А.А. Краснобаеву (1986)), сравнительно однородные по возрасту (400±8 млн лет) и химическому составу (рис. 10.9, табл. 10.5). Возраст циркона – это время обдукции офиолитов в структуры континентальной коры.

Более сложный набор цирконов встречен в гранитогнейсе к1831, залегающем в подошве Кемпирсайско-Хабарнинского аллохтона и образованном в результате частичного плавления пород континентальной коры в контакте с горячими породами аллохтона. Среди них выделены три группы возрастом 2700, 450 и 300 млн лет (см. табл. 10.5). Данные о цирконовом возрасте магматических комплексов этого аллохтона (см. главу 3) позволяют предположить, что первые две группы отвечают реликтовому циркону, а последняя имеет собственно метаморфическое происхождение.

Высокобарические ортопороды кислого состава – плагиогранитогнейсы – образуют жилы и небольшие интрузивные тела в амфиболитах. Амфиболиты – это преобразованная базальтоидная часть офиолитового комплекса, а плагиогранитогнейсы – продукты частичного плавления амфиболитов, образующие лейкосому. Плагиогранитогнейсы очень своеобразны по минераль-

Таблица 10.5

Среднее содержание рассеянных элементов в цирконах из метаморфических пород

Компонент	к1036/405	1831/300	1831/450	1831/2700	788/305	788/440	1757/360	1757/600	1757/2200
P	69.82	487.9	1627	200.5	440.4	138.4	367.2	78.83	70.66
Sc	102.74	256.1	325.3	302.8	134.8	249.4	304.2	292.7	271.2
Ti	281.33	44.23	7.33	5.96	Не опр.	Не опр.	33.5	14.44	23.51
Y	278.3	879.3	620.8	687.3	600.5	1825	2940	719.4	623.9
Nb	0.13	2.95	1.2	1.81	1.74	0.9	6.95	0.93	1.92
La	0.42	17.25	12.05	0.01	19.22	0.9	2.81	0.1	0.64
Ce	2.69	154.52	36.04	16.55	68.68	20.3	30.74	18.7	39.65
Pr	0.03	4.47	2.39	0.12	4.68	0.2	1.59	0.06	0.16
Nd	0.38	22.46	11.56	2.28	23.7	1.9	17.62	1.26	3.09
Sm	0.75	10.64	4.13	4.41	7.19	3	13.67	3.24	5.76
Eu	0.44	3.98	1.41	1.12	2.34	2.3	1.8	0.73	1.44
Gd	4.31	27.09	12.19	19.36	15.56	19.6	53.05	18.07	22.18
Tb	1.6	7.9	3.96	6.19	4.45	7.5	16.14	5.46	5.97
Dy	21.19	82.79	48.58	69.25	51.6	113.3	198.3	64.85	63.93
Ho	9.18	30.34	20.44	24.7	19.23	52	82.02	24	21.94
Er	48.5	138.2	106.4	108.2	95.2	317.3	427	110.5	94.76
Tm	12.48	32.78	28.43	24.3	23.12	87.2	115.9	27.01	22.25
Yb	135.5	318.6	324.3	232.2	242.7	1070	1175	250.5	184.7
Lu	30.71	55.59	67.89	39.15	51.02	255.8	240.97	43.05	33.45
Hf	8152	8786	7397	9314	8209	11 634	13 704	10170	8827
Ta	0.11	0.99	0.38	0.85	0.76	0.2	2.88	0.36	0.67
Pb	42.69	23.27	8.26	49.07	31.10	18	46.22	11.49	17.56
Th	292.9	398.2	88.59	63.77	370	115.6	290.9	76.46	84.75
U	740.7	535.5	132.3	105.6	594.6	266.5	708.4	111.2	49.3
Ce/Ce*	2.39	1.63	14.05	46.6	0.71	4.67	1.58	23.55	12.08
n	8	3	2	1	13	19	2	2	1

Примечание. Пояснения см. в табл. 10.2.

ному составу. Главные минералы – кварц, альбит-олигоклаз, высокоглиноземистая роговая обманка и кальциевый спессартин-альмандин. Минеральный парагенезис отвечает давлению 11–14 кбар и температуре 500–600 °С. По химическому составу это практически бескалиевые высокожелезистые и высококальциевые породы, отвечающие кварц-плагиоклазовой котектике, что свидетельствует, во-первых, об их первично-магматическом происхождении, а во-вторых, о приблизительно изохимическом характере метаморфизма (Ферштатер и др., 2002).

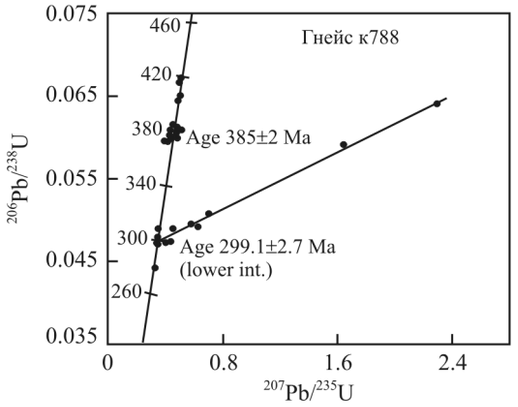


Рис. 10.10. Диаграмма $^{206}Pb/^{238}U$–$^{207}Pb/^{235}U$ для циркона из гранитогнейса к788.
Следует обратить внимание на наличие двух возрастных популяций циркона и богатство молодого циркона нерадиогенным свинцом.
Анализы выполнены на ионном зонде SHRIMP-IIe/mc (лаборатория IBERSIMS, аналитики Ф. Беа и П. Монтеро, Университет г. Гранада, Испания)

Цирконы плагиогранитогнейса к788 из северо-западного экзоконтакта Кытлымского массива образуют две возрастные груп-пы – 400 и 300 млн лет, первая из которых, по-видимому, отвечает возрасту офиолитового субстрата, а вторая, как и в случае гранитогнейса к1831, фиксирует время метаморфических преобразований. Ранние цирконы по своим геохимическим особенностям (см. табл. 10.5, рис. 10.9) отличаются от более поздних низким содержанием U, Th, La, Nb, Ta, что, возможно, указывает на их океаническую природу. Особенно хорошо разница между молодыми и ранними цирконами заметна на диаграмме U–Y, где они практически без перекрытия различаются величиной отношения U/Y. Новые определения возраста циркона на приборе SHRIMP-IIe/mc лаборатории IBERSIM приведены на рис. 10.10, где отчетливо видно не только наличие двух отмеченных выше возрастных групп, но и их четкие геохимические различия, а именно высокое содержание нерадиогенного свинца в молодых цирконах.

Цирконы плагиогранитогнейса к1757 из западного экзоконтакта Челябинского гранитоидного массива образуют три возрастные и геохимические группы – 360, около 600 и около 2200 млн лет. Возраст цирконов первой группы соответствует времени внедрения основной массы гранитоидов Челябинского массива, а более древние цирконы представляют субстрат плагиогранитогнейса. Возрастная и генетическая неоднородность циркона в этой пробе обусловливает и геохимические вариации (см. рис. 10.9).

Изученные метаморфические породы характеризуются наличием двух геохимических популяций – низко- и высокоурановых цирконов, первая из которых более ранняя, и возможно, представляет циркон протолита, а вторая образуется либо на пике метаморфизма, либо позднее. Обычно высокоурановая группа имеет повышенное содержание легких лантаноидов. Содержание U и Th в цирконах метаморфических пород варьируется в тех же пределах, что и в магматических породах, как и величина отношения U/Th.

ВЫВОДЫ

Геохимические особенности циркона – обычного акцессорного минерала магматических и метаморфических пород – позволяют получить дополнительную информацию о природе и условиях их формирования.

Циркон устойчив по сравнению с большинством породообразующих и акцессорных минералов, и поэтому «сохраняет память» о предыдущих событиях, результатом этого являются большие вариации в составе разных генетических популяций, достигающие в области легких лантаноидов, U, Th нескольких порядков. Детальные исследования позволяют использовать геохимическую специфику и возраст циркона для определения его генетической принадлежности и тем самым получить дополнительную информацию о природе и условиях формирования включающих его пород.

В частности, данные по цирконам подтверждают высказанное ранее предположение о том, что дуниты массивов урало-аляскинского типа, в отличие от одноименных пород в офиолитовых дунит-гарцбургитовых комплексах, представляют собой не мантийные реститы, а кумулятивные образования, контаминированные коровым материалом. В рамках кумулятивной модели можно следующим образом объяснить все общие особенности цирконов из дунитов.

Предположительно мантийные по природе архейские цирконы заимствованы, по-видимому, просачивающимся сквозь мантию расплавом, из которого кристаллизовался оливин дунитов. Во всех трех пробах они представлены единичными зернами, на основании которых рано делать заключение о природе и составе материнских для них мантийных пород.

Ксеногенные цирконы были заимствованы расплавом из прорываемых им пород, которые принадлежали, судя по возрасту и геохимическим особенностям цирконов, протерозойскому фундаменту Уральского орогена. Наличие в дунитах всех трех проб такого метаморфического минерала, как кианит, может служить подтверждением ксеногенной природы цирконов. В процессе дальнейшей кристаллизации эти минералы осаждались из высокотемпературной маловязкой магмы вместе с оливином и хромшпинелидом, входя в состав дунита.

Магматические цирконы дунитов представляют собой попавшие в кумулус зерна, кристаллизовавшиеся из исходного расплава, который после выделения оливина был уже близок по составу габбро. Этим, видимо, объясняются сходные возраст и геохимические характеристики цирконов из дунитов и ассоциированных с ними габброидов. Такие особенности цирконов не оставляют сомнений в генетическом родстве дунитов и габброидов.

И, наконец, широкое развитие в дунитах постмагматических цирконов объясняется интенсивной перекристаллизацией дунитов в присутствии флюида, сопровождающейся структурной перестройкой и сегрегацией хромшпинелида и минералов платиновой группы в интервале температур 900–400 °С (Аникина и др., 2001; Пушкарев и др., 2007). Длительность такого процесса остывания и приспособления дунита к условиям его локализации в структурах коры, судя по приведенным данным, может достигать 20 млн лет.

Как и в дунитах, в габброидах обычно развиты цирконы нескольких популяций. Наличие во всех изученных пробах цирконов, возраст которых соответствует возрасту породы, определенному по геологическим, стратиграфическим или изотопным (Rb–Sr, Sm–Nd, Ar–Ar) данным, однозначно свидетельствует о кристаллизации циркона из базитового расплава. Наибольшим распространением такие первичные цирконы пользуются в относительно низкотемпературных роговообманковых габбро – продуктах кристаллизации водного расплава, в котором циркон обладает меньшей растворимостью, чем в высокотемпературном сухом расплаве (Watson, Harrison, 1983). Однако наряду с первичными (магматическими) цирконами в большинстве проб присутствуют цирконы другого происхождения – ксеногенные и постмагматические (гидротермальные). Последние часто удается отличить по высокому содержанию легких лантаноидов (Hoskin, 2005) и отсутствию положительной Ce-аномалии. По данным ряда авторов (Федотова и др., 2008; см. также ссылки на лит. источники в этой работе), повышенное содержание легких лантаноидов в гидротермальном цирконе объясняется несовершенством структуры таких минералов.

Наиболее отчетливо эта геохимическая особенность гидротермальных цирконов проявлена в гранитоидах, где участие флюидной фазы в образовании цирконов выражено очень четко (например в Адуйском массиве). Наличие популяции цирконов с высоким содержанием легких лантаноидов и отсутствие или малая величина положительной цериевой аномалии – одни из признаков продуктивности гранитов на гидротермальное редкометалльное оруденение.

Геохимическая зональность цирконов сложна и зависит от генезиса неоднородности зерен. В тех случаях, когда она определяется кристаллизационной дифференциацией, распределение рассеянных элементов в зональном зерне примерно соответствует изменению их концентраций в расплаве. Например, содержание легких лантаноидов от центра к краю зерна уменьшается. Наличие выраженной пневматолитовой стадии в эволюции породы нарушает эту закономерность, и краевые части зерен, образованные при участии флюида, напротив, обогащаются этими элементами. Обогащение циркона лантаном и празеодимом, естественно, ведет к уменьшению величины цериевой аномалии на спайдерграммах. На рис. 10.11 хорошо видна положительная корреляция величины $Ce/Ce^* \left(Ce/Ce^* = Ce_N/\sqrt{La_N \cdot Pr_N}\right)$ с возрастом циркона и отрицательная – с содержанием в нем La. Это позволяет рассматривать величину Ce-аномалии в качестве показателя участия флюидной фазы в кристаллизации циркона. Роль флюида на поздних стадиях становления породы обычно возрастает, чем и вызвана корреляция отношения Ce/Ce* с возрастом, точнее, со временем кристаллизации. Возникновение Ce-аномалии связано с окислением Ce под влиянием морской воды и введением пелагических осадков и измененных океанских базальтов путем субдукции в мантию, которая затем служила материалом парциального плавления (Heming, Rankin, 1979; Hole et al., 1984; Neal, Taylor, 1989). В породах окисление Ce ведет к возникновению отрицательной аномалии, а в цирконе – к положительной, так как Ce^{+4} обладает преимуществом вхождения в структуру циркона по сравнению с трехвалентными РЗЭ.

Цирконы разного генезиса и возраста из магматических пород Урала – габбро и гранитоидов – обладают геохимическими особенностями, свойственными цирконам континентальных обстановок (рис. 10.12, *а*). Лишь габбро к934 и гранитоиды Рефтинского массива, близкого к офиолитам, содержат цирконы, приближающиеся к пограничной линии, которая разделяет поля континентальных и океанических цирконов (по данным С.В. Crimes с соавторами (2007)). Сходными геохимическими параметрами обладают цирконы из дунитов (рис. 10.12, *б*), и только ксеногенные цирконы протерозойского возраста из дунита кт355 Косьвинского массива и дунита к1832 Восточно-Хабарнинского массива близки по составу к пограничной линии, но и они находятся в поле

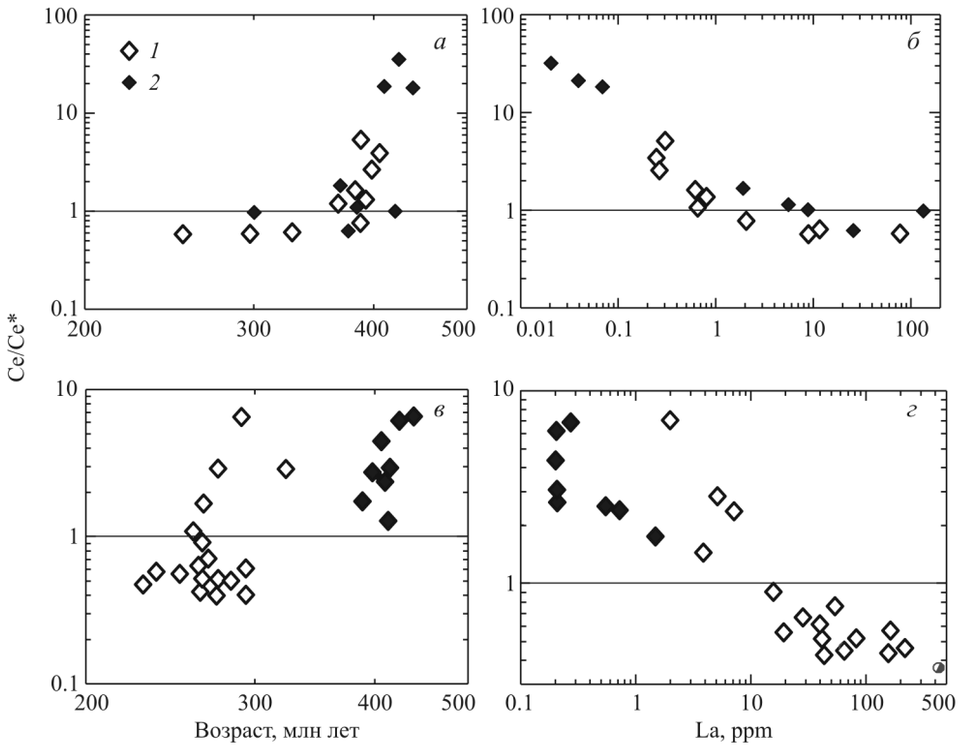


Рис. 10.11. Диаграммы Ce/Ce*–возраст и Ce/Ce*–La для цирконов из габбро (*а*, *б*) и гранитоидов (*в*, *г*).

$Ce/Ce^* = Ce_N/\sqrt{La_N \cdot Pr_N}$, где Ce_N, La_N, Pr_N – нормированные по хондриту значения концентраций соответствующих элементов; *а*, *б*: *1* – габбро к934, *2* – габбро к1830; *в*, *г*: *1* – граниты Адуя, *2* – тоналит к935

континентальных цирконов. Авторы используемой диаграммы отмечают некоторое (до 20%) перекрытие полей разных цирконов, но в нашем случае все фигуративные точки располагаются в поле континентальных пород, что может служить одним из дополнительных критериев их неокеанической природы.

Возможность использования диаграммы для генетической интерпретации геохимии цирконов можно увидеть на примере метаморфических пород. Мы уже отмечали, что проба к788, представляющая собой высокобарическую лейкосому (биотит-гранатовый плагиогнейс) амфиболита с геохимическими параметрами океанических базальтов, содержит две разновозрастные популяции цирконов – 400 и 300 млн лет. Ранняя интерпретировалась как принадлежащая офиолитовому протолиту, поздняя – как продукт метаморфизма. На диаграмме (рис. 10.12, *в*) эти две популяции хорошо разделились: ранние, предположительно офиолитовые, океанические цирконы попали в поле производных океанических обстановок, поздние – в поле континентальных.

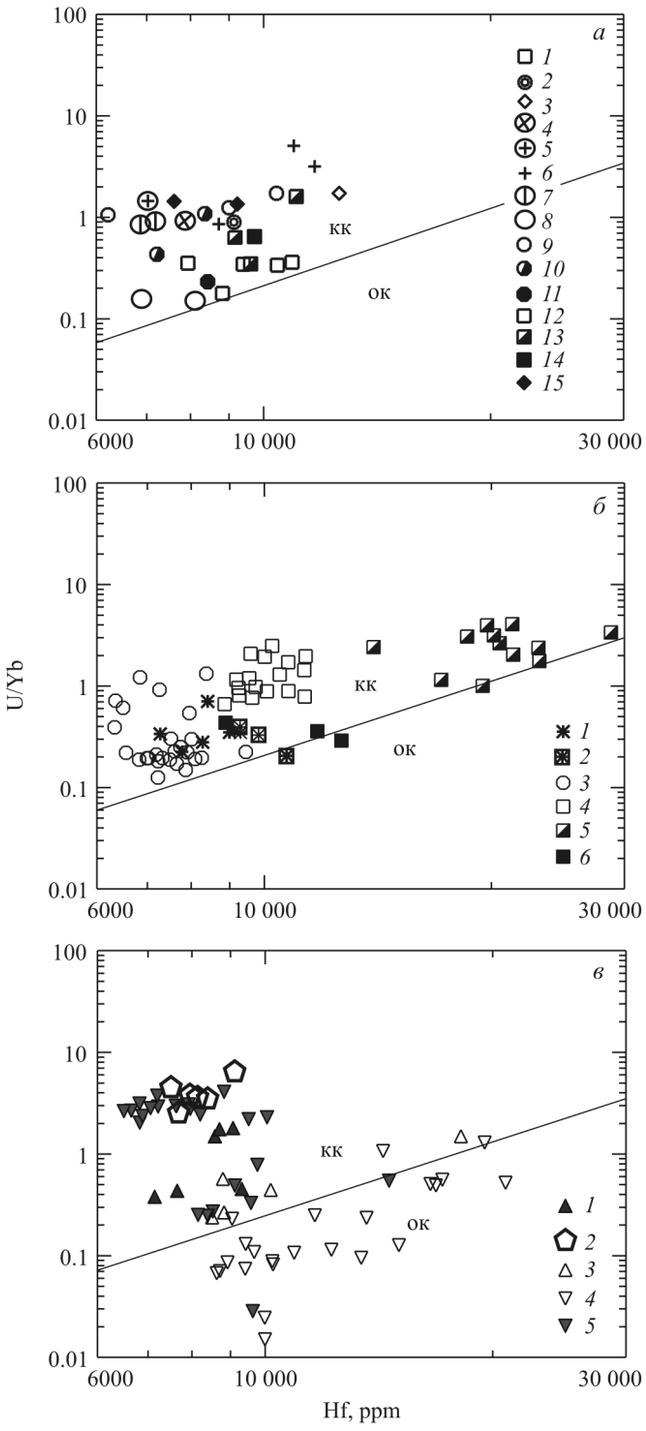


Рис. 10.12. Дискриминационная диаграмма U/Yb – Hf для цирконов.

а – гранитоиды (*1*–*8*) и габбро (*9*–*15*). Построена по данным табл. 10.3 и 10.4: *1* – к933; к932; к927; к931; *2* – к1833; *3* – Ур-1; *4* – с51; *5* – к1050; *6* – Ад; *7* – к32; *8* – к55; *9* – к1835; *10* – к1830; *11* – к1837; *12* – к934; *13* – к513; *14* – к501; *15* – с36; линия разделяет поля составов цирконов, принадлежащих континентальной (кк) и океанической (ок) коре (Crimes et al., 2007).

б – дуниты: *1*, *2* – кт355 (*1* – палеозойский, *2* – ксеногенный протерозойский); *3* – к1836; *4*–*6* – к1832 (*4* – магматического облика, *5* – вторичный, *6* – ксеногенный протерозойский).

в – метаморфические породы: *1* – к1831; *2* – к1036; *3* – к1757; *4*, *5* – к788: *4* – возраст около 400 млн лет, *5* – возраст около 300 млн лет

Глава 11. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА УРАЛА (вместо заключения)

Главный эволюционный тренд палеозойского (поздний ордовик – пермь) магматизма Урала, развивавшегося дискретно, заключается в смене мантийного позднеордовикско-среднедевонского магматизма (460 – 380 млн лет, дунит-клинопироксенит-габбровая, существенно габбровая и габбро-гранитоидная серии) позднедевонско-каменноугольным мантийно-коровым (370–310 млн лет, габбро-тоналит-гранодиорит-гранитная (ГТГГ) серия), а последнего – коровым гранитным магматизмом пермского возраста (290–250 млн лет, существенно гранитные серии). Соответствующим образом в ходе развития подвижного пояса меняется состав главного магматического источника и его положения в разрезе верхней оболочки Земли. Очаг ведущего типа магматизма смещается с глубин 80–120 км (15–25 кбар) из мантийного клина до 20–25 км (5–8 кбар) в область коры. Суммируя геологические данные, особенности вещественного состава пород и их изотопные параметры, можно заключить, что преобладающим субстратом на разных стадиях эволюции палеозойского магматизма Урала был метасоматизированный мантийный клин (примерно до 380 млн лет), затем роговообманковые габброиды, продукты плавления этого же мантийного клина (365–310 млн лет) и, наконец, новообразованная молодая кора тоналит-гранодиоритового состава и фрагменты допалеозойского фундамента Уральского подвижного пояса (290–250 млн лет).

Говоря о геодинамике палеозойского магматизма, следует заметить, что мантийный магматизм отвечал преимущественно островодужной обстановке (в основном условиям задугового бассейна) и был обусловлен субдукцией океанической и островодужной литосферы и сопряженной обдукцией (соответственно надсубдукционный и обдукционный типы), мантийно-коровый связан с субдукцией островодужной литосферы и коллизией в окраинно-континентальной обстановке, а коровый – преимущественно с коллизией. В мантийных магматических комплексах многообразие пород объясняется кристаллизационной дифференциацией базитовой по составу магмы, в мантийно-коровых и коровых – комбинацией анатексиса и фракционирования базитовой и гранитоидной магмы.

Важная особенность эволюции базитового интрузивного мантийного магматизма заключается в смене маловодных существенно габбро-норитовых серий водными роговообманковыми габброидами. В Платиноносном поясе Урала U–Pb-цирконовый возраст кристаллизации лабрадоровых габбро-норитов, образующих крупные массивы, составляет около 440 млн лет, а роговообманковых габбро – 425–420 млн лет. Примерно такой же разрыв во времени установлен между габбро-норитами Восточно-Хабарнинского массива и их роговообманковыми эквивалентами – 415 и 405–400 млн лет соответственно. Во всех случаях маловодные магмы начинают, а водные завершают определенный эпизод магматической активности. Такая смена определяется закономерностями эволюции мантийного надсубдукционного магматизма и фиксирует завершенный магматический этап. В современных надсубдукционных обстановках наблюдается такая же закономерность: маловодный базитовый

магматизм (содержание воды <0.2%) сменяется водным (3–6 мас.% H_2O), но в гораздо более короткие промежутки, составляющие 3000–10 000 лет (Kinzler et al., 2000) и сопоставимые со временем активности соответствующих вулканов. По отношению к флюидному режиму такой этап характеризуется сменой маловодного, сухого режима водным. Возникает отдаленная аналогия с гранитными массивами, становление которых заканчивается формированием насыщенных водой расплавов, представленных пегматитами.

Позднедевонско-пермские мантийно-коровые (надсбдукционные) и коровые (коллизионные) комплексы в основном принадлежат известково-щелочному водному типу. К первым относится большинство полиформационных и полихронных долгоживущих ГТГГ-массивов. Они возникают одновременно с новой формой локализации интрузивов – ареальной – в позднедевонское время. Формирование массивов от начала и до конца сопровождается водным базитовым магматизмом, продукты которого – роговообманковые габбро и диориты – являются субстратом тоналитов и гранодиоритов. Последние, в свою очередь, представляют собой субстрат большинства крупных пермских гранитных массивов, иногда наряду с метаморфическими породами фундамента орогена.

Кратко опишем основные особенности уральского палеозойского магматизма главных структурных подразделений Среднего и Южного Урала как сумму сведений, приведенных в соответствующих главах.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ ОСТРОВОДУЖНО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ МЕГАБЛОК

Наиболее ранний магматизм Уральского орогена локализован в Тагильской мегазоне. Его продукты образуют Платиноносный пояс Урала (ППУ) и Тагильскую вулканогенную зону (см. рис. 1.1). ППУ сложен породами шести серий. К ним относятся (в порядке формирования): 1) *дунит-клинопироксенит-габбровая* (ДКГ); 2*) габбровая*, состоящая из двупироксеновых и амфиболовых лабрадоровых габбро с варьирующимся содержанием калия, близких по составу к известково-щелочным высокоглиноземистым базальтам; 3) *анатектическая лейкогаббро-анортозит-плагиогранитная* (ЛАП) серия; 4) *клинопироксенит-меланогаббровая*; 5) *габбро-диорит-гранитоидная* (ГДГ) серия горы Ермаковой и 6) серия *мелкозернистых амфиболовых габбро* (МАГ) толеитового типа, образующих дайковые зоны в краевых частях пояса и сходных по составу с океаническими базальтами типа N-MORB. Геохимические особенности пород, изложенные в главе 1, свидетельствуют о возможном образовании пород в надсубдукционной обстановке при задуговом спрединге.

Помимо ППУ породы известково-щелочной дунит-клинопироксенит-габбровой серии образуют на Южном Урале еще три массива – Восточно-Хабарнинский, Велиховский и Сахаринский. Возраст первого из них, по данным разных изотопных методов, находится в интервале 415–395 млн лет. Rb–Sr-возраст Велиховского массива составляет 395 млн лет, а возраст циркона из дунита и габбро Сахаринского – 375 млн лет. Таким образом, достоверно установленный интервал времени формирования (по датировкам циркона) магматических комплексов урало-аляскинского типа на Урале составляет не менее 85 млн лет (460–375 млн лет).

Габброиды самой распространенной в ППУ габбровой серии комагматичны вулканогенным толщам Тагильской вулканогенной зоны (ТВЗ) и образуют с ними вулканоплутоническую ассоциацию.

Общая последовательность магматических событий в Тагильской мегазоне состоит в смене маловодного магматизма водным. Первый представлен в Платиноносном поясе ДКГ-серией и габбро-норитами, а в Тагильской вулканогенной зоне – недифференцированной базальтовой и контрастной базальт-риолитовой сериями с соответствующими интрузивными комагматами. Продуктами водного магматизма являются роговообманковые габброиды и сопровождающие их рогообманковые клинопироксениты и горнблендиты в ППУ и известково-щелочные вулканиты непрерывно-дифференцированной серии с интрузивными комагматами в ТВЗ. После почти 20 млн лет перерыва ордовикско-силурийский магматизм в Тагильской мегазоне завершается габбро-гранитоидной ауэрбаховской серией (405–400 млн лет назад), которой в Рефтинском массиве соответствует хомутинская. Магматиты этого возраста содержат ксенолиты альпинотиных ультрамафитов, следовательно, внедрились после обдукции последних.

Во второй половине девона над зоной субдукции возникает зона задугового спрединга, а восточнее – активная континентальная окраина. В зоне спрединга формируются породы МАГ-серии, в разной мере мигматитизированные, а на континентальной окраине водный базитовый магматизм и сопровождающий его анатексис дают начало ГТГГ-массивам, которыми начинается массовый гранитоидный магматизм Уральского орогена. Типичный представитель в окраинно-континентальной зоне северо-западного мегаблока – Верхисетский массив и его окружение.

В результате детальных изотопных исследований последних лет было установлено, что крупные ареалы интрузивных пород, часто объединенных в единые полиформационные массивы, представляют собой центры длительной эндогенной активности, которые функционировали в течение времени, сравнимого с продолжительностью геологических периодов. В северо-западном мегаблоке такой центр представлен Верхисетским ареалом, в который кроме одноименного массива входят Каменский, Шарташский, Шабровский и др. Их формирование начинается над зоной субдукции на активной континентальной окраине в позднедевонское время после завершения островодужного этапа эволюции Уральского орогена, а заканчивается в пермское время в коллизионной обстановке.

Длительный период формирования полиформационных массивов обусловлен сложным процессом их становления, в котором выделяются следующие этапы: 1) внедрение водной базитовой магмы; 2) частичная кристаллизация роговообманковых габброидов, обогащение остаточного расплава водой; 3) автомигматизация габброидов и образование главной массы тоналит-гранодиоритового расплава; 4) многоэтапная мигматизация (частичное плавление) тоналитов и гранодиоритов с образованием гранитного расплава; 5) формирование гранитной части массива, главный этап гидротермальной деятельности. В течение 100–50 млн лет такие центры служили стационарными источниками флюидов, обеспечивающими повышенный тепловой поток и тем самым магматическую активность. Продолжительность каждого эпизода интрузии, по-видимому, невелика, о чем говорит, в частности, устойчивый возраст зо-

нальных зерен первично-магматического циркона. Основное время занимают процессы анатексиса и предшествующего ему разогрева протолита.

Палеозойский анатексис на Урале происходил в условиях, близких к флюидонасыщенным, что обусловлено надсубдукционным положением зон анатексиса. Последствиями этого являются: 1) широкое распространение в гранитоидах субликвидусного эпидота, который кристаллизуется из гранитоидного расплава при содержании воды больше 7–8 мас.%; 2) отсутствие отрицательной европиевой аномалии вследствие раннего плавления плагиоклаза; 3) наличие биотитовых и амфиболовых реститов, обусловленное устойчивостью этих минералов в зоне анатексиса; 4) соответствие состава анатектических адамеллитов и гранитов гранитной котектике при содержании воды более 8 мас.%.

Судя по данным амфибол-плагиоклазового барометра (Ферштатер, 1990), давление при массовом анатексисе габброидов составляет от 8–9 кбар в Каменском массиве до 5–6 кбар – в Верхисетском.

Коровый гранитный магматизм отвечает главной эпохе континентальной («жесткой») коллизии, начавшейся в позднем карбоне и сформировавшей Уральский ороген (Пучков, 2010). Наибольшим распространением гранитные массивы пользуются в палеоконтинентальной зоне. В северо-западном мегаблоке гранитные массивы сложены бимодальной ассоциацией гранитов, цирконовый возраст которых составляет 290–280 и 260–250 млн лет. Субстратом гранитов первой группы ($^{87}Sr/^{86}Sr_t = 0.704–0.7045$, $\varepsilon_{Nd} = +3 \ldots -3$) является вновь образованная кора, представленная в основном еще горячими гранитоидами ГТГГ-комплексов, а второй – породы допалеозойского фундамента ($^{87}Sr/^{86}Sr_t = 0.706–0.709$, $\varepsilon_{Nd}<0$). Граниты отвечают по составу кварц-полевошпатовой эвтектике при давлении 4–5 кбар и $P_{H_2O} = 0.8–0.9\ P_{общ}$.

Граниты возрастом около 290 млн лет часто содержат ксенолиты габброидов, тоналитов и гранодиоритов предыдущего ГТГГ-этапа. По-видимому, это обилие включений пород ГТГГ-массивов обусловлено тем, что в большинстве случаев девонские гранитоиды представляют собой протолит пермских гранитов.

Реставрацию общей последовательности гранитного магматизма северо-западного мегаблока можно представить следующим образом.

1. Около 330–320 млн лет назад – формирование тоналит-гранодиоритовой части ГТГГ-массивов.

2. Примерно 300–280 млн лет назад – мигматизация и частичное плавление тоналитов и гранодиоритов при давлении 8–9 кбар на глубине 20–25 км с образованием гранитного расплава, часть которого обособляется в виде жильного материала в мигматитах, а часть формирует гранитные тела в ГТГГ-массивах и самостоятельные тела бедных радиогенным стронцием гранитов в массивах типа Адуйского и Мурзинского.

3. Примерно 260–250 млн лет назад – частичное плавление метаморфических пород фундамента и формирование обогащенных радиогенным стронцием гранитов, преимущественно слагающих западные части собственно гранитных массивов.

Разрыв между вторым и третьим этапами в 20–30 млн лет – это, по-видимому, то время, которое было необходимо для нагрева пород до температур гранитообразования метаморфитов фундамента.

ППУ, ТВЗ	Активная континентальная окраина	Палеоконтинентальная зона
		260–250 млн лет назад – граниты
		290–280 млн лет назад – граниты
	320–300 млн лет назад – граниты	
	340–315 млн лет назад – Hbl-габбро, тоналиты, грано-диориты	
360–350 млн лет назад – породы МАГ-серии	**370–350** млн лет назад – Hbl-габбро	
	385–370 млн лет назад – Hbl-габбро	
405–400 млн лет назад – габбро-диорит- гранитоидная серия горы Ермакова и ауэрбаховская серия	**405–400** млн лет назад – курманская габбро-диорит-трондьемитовая серия	
425–415 млн лет назад – Hbl-габбро, анатектиты ЛАП-серии		
460–430 млн лет назад – ультрамафиты, габбро-нориты, гранитоиды, сиениты		
Восток ⟶		

Рис. 11.1. Схема эволюции магматизма северо-западного мегаблока

Полный возрастной интервал магматической активности северо-западного мегаблока составляет 460–250 млн лет. Пространственно магматизм смещается с запада на восток (рис. 11.1). Островодужный по своей природе надсубдукционный магматизм при этом сменяется окраинно-континентальным и континентальным.

ШОВНЫЙ МЕГАБЛОК И ПРИМЫКАЮЩИЕ К НЕМУ ОБЛАСТИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА

Наиболее ранними магматическими породами в зоне ГУР и связанных с его эволюцией структурах, таких как Сакмарская зона на Южном Урале (в которой располагается Кемпирсайско-Хабарнинский аллохтон), являются офиолиты. Магматическими большая часть таких пород может быть названа только по генезису. По способу своего внедрения в структуры континентальной коры они представляют собой тектонические блоки, аллохтоны, обязанные своим появлением в зоне ГУР (и других структурных подразделениях Урала) обдукции. Нижний возрастной предел этого процесса определяется возрастом базальтов N-MORB-типа, который в наиболее детально изученном Кемпирсайско-Хабарнинском аллохтоне составляет около 460 млн лет, а верхний – возрастом обдукционных гранитов – около 390 млн лет (см. главу 3).

В строении наиболее крупных и хорошо сохранившихся аллохтонов нередко удается выявить такие элементы стандартного разреза океанической коры, как серпентинизированные мантийные тектониты, промежуточную расслоенную перидотит-габбровую серию, зону параллельных диабазовых даек, пиллоу-лавы. Существование таких разрезов в офиолитах континентов обычно используется для обоснования океанического этапа в развитии внутриконтинентальных орогенов. Однако детальное изучение некоторых офиолитовых комплексов на континентах, в том числе на Урале, показало, что соотношение различных частей названного выше стандартного разреза часто не соответствует схеме единого механизма его формирования. В первую очередь это касается расслоенных дунит-верлит-габбровых массивов, которые представляют собой более поздние, чем офиолиты, образования. В шовном мегаблоке это – Восточно-Хабарнинский дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитовый и Аккермановско-Кирпичнинский дунит-клинопироксенит-габбро-норит-плагиогранитоидный массивы (Хабарнинский аллохтон), Кокпектинский верлит-троктолит-габбровый массив (Кемпирсайский аллохтон) и расслоенный габбро-диоритовый интрузив, ассоциированный с Нуралинским лерцолитовым массивом.

Формирование расслоенных массивов отвечает интервалу времени 415 (начало становления Восточно-Хабарнинского интрузива) – 390 (последние эпизоды магматизма в Аккермановско-Кирпичнинском массиве) млн лет.

Геохимические особенности всех магматических пород, связанных своим происхождением с обдукцией, во многом определяются глубинным строением региона магмообразования. Одним из следствий этого является наличие среди расслоенных интрузивов двух групп, различающихся составом габброидов. В первую из них входят натровые Кокпектинский и Аккермановско-Кирпичнинский, а во вторую – обогащенные калием Восточно-Хабарнинский и Нуралинский массивы. Обе группы характеризуются пространственной связью с мантийными тектонитами, но в их геологическом положении имеются существенные различия.

Массивы натровой группы занимают положение переходной зоны, в понимании А. Nicolas (1989), в идеализированном разрезе офиолитового комплекса. Они залегают выше мантийных тектонитов (гарцбургитов) и перекрываются зонами параллельных даек и пиллоу-лавами.

Обогащенные калием расслоенные массивы не имеют гранитоидной и субвулканической частей. В первом приближении они состоят из мафит-ультрамафитовой (дунит-клинопироксенитовой и вебстеритовой в Восточно-Хабарнинском и дунит-верлит-клинопироксенитовой – в Нуралинском массивах) и существенно габброидной залежей.

Массивы натровой группы сложены породами, крайне бедными калием и крупноионными литофильными элементами и имеющими отношение $La_N/Lu_N < 1$, а калиевые массивы – породами, обогащенными названными элементами, с отношением $La_N/Lu_N > 1$ (рис. 11.2). Последние, кроме того, отличаются пониженным содержанием хрома, которым обеднена и континентальная кора. Такая же картина наблюдается в породах комплекса спессартитовых даек, среди которых отмечаются как разности с геохимическими параметрами, близкими к MORB, так и разности с типичными «континентальными» геохимическими характеристиками (см. рис. 3.14).

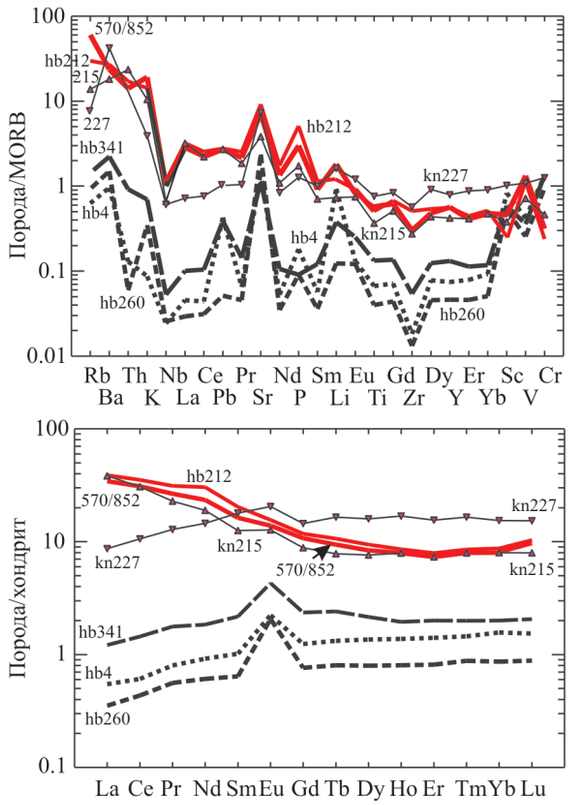


Рис. 11.2. Распределение редких элементов в породах расслоенных интрузивов, ассоциированных с офиолитами:

hb341 – **оливиновое габбро, Кокпектинский** массив; **hb4 и hb260 – габбро-нориты, Аккер**мановско-Кирпичнинский массив; 570/852 – габбро-норит, Восточно-Хабарнинский массив; **hb212 – габбро из кольцевого интрузива** (молостовский комплекс) в гарцбургитах Хабарнинского массива; **kn227 и kn215 – рого**вообманковое габбро и диорит, Нуралинский массив

Между тем все габброиды, независимо от их принадлежности к той или иной серии, обладают некоторыми общими геохимическими особенностями, свойственными надсубдукционным образованиям. Всем габбро из названных выше расслоенных интрузивов, ассоциированных с офиолитами, свойственны отрицательные аномалии высокозарядных элементов Nb, Ti, Zr и положительные – литофильных K, Ba, Sr, Pb, P. Можно полагать, что эти общие особенности обусловлены сходством механизма образования пород, а именно тесной связью субдукционных и обдукционных движений.

Хронология магматических допозднедевонских событий в шовном мегаблоке, включая Кемпирсайско-Хабарнинский аллохтон, выглядит следующим образом.

Океанический этап

Средний ордовик (460 млн лет назад). Образование магмы с геохимическими характеристиками N-MORB, просачивание магмы сквозь вещество верхней мантии и формирование ультрамафитовых (дунит-гарцбургитовых) реститов, базальтовые излияния.

Континентальный этап, обдукция и сопровождающий ее магматизм

Верхний силур – нижний девон (415–400 млн лет назад). Дунит-пироксенит-габбро-норитовый Восточно-Хабарнинский расслоенный массив и сопровождающие его интрузивы молостовского комплекса.

Нижний девон (около 400 млн лет назад). Кокпектинский верлит-троктолит-габбровый расслоенный массив и сопровождающие его параллельные диабазовые дайки; роговообманковые габброиды, ассоциированные с Нуралинским, Миндякским, Кракинским лерцолитовыми массивами.

Нижний девон (400–390 млн лет назад). Рои спессартитовых даек.

Нижний девон (390–394 млн лет назад). Аккермановско-Кирпичнинский расслоенный дунит-клинопироксенит-габбро-плагиогранитный массив и сопровождающие его параллельные диабазовые дайки и базальты.

Граница нижнего и среднего девона (390 млн лет назад). Обдукционные граниты, ассоциированные с Кемпирсайским и Хабарнинским массивами.

Весь последующий магматизм шовного мегаблока представлен габбро-гранитоидными мантийно-коровыми сериями. Он начинается сыростанским комплексом, включающим ряд довольно крупных массивов (Тургоякский, Сыростанский, Атлянский), которые образуют самую западную на Урале континентальную дугу. Южное продолжение этой дуги переходит из шовного в юго-восточный мегаблок, в Магнитогорскую мегазону (см. рис. 6.1). Возраст габброидов и гранитоидов Сыростанского массива 330–327 млн лет, первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.703$.

В следующий этап формируются габбро-гранитоидные и существенно гранитоидные интрузии (Суховязовский, Киалимский, Нижнеуфалейский массивы и др.), возраст которых составляет 313–315 млн лет (Hetzel et al., 1999; Шардакова и др., 2005; Шардакова, Крупенин, 2009). Массивы локализованы в восточной части Башкирского мегаантиклинория и в пределах Уфалейского метаморфического комплекса и пространственно близки к зоне ГУР. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.704280 \pm 0.000084316$, определенное для Нижнеуфалейского массива, свидетельствует о преобладании молодой коры в магматическом источнике гранитов (Шардакова и др., 2005).

Коллизионные пермские граниты образуют небольшие массивы и жильные тела среди названных выше гранитоидов.

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ МЕГАБЛОК И ЗАУРАЛЬЕ

Как и в северо-западном мегаблоке и зоне ГУР, наиболее ранние магматические породы здесь представлены офиолитами. Предположительно связанные с магматизмом цирконы из апогарцбургитового серпентинита к1851 имеют возраст 436±12 млн лет (среднее из 27 определений отдельных зерен на приборе SHRIMP-II в Университете г. Гранада, выполненных проф. П. Монтеро; подробнее см. главу 3). Немного более молодой возраст имеет Рефтинский массив, расположенный восточнее Адуйского массива в окраинно-континентальной зоне юго-восточного мегаблока, в ее самой северной обнаженной части (см. рис. В.1). Особенности строения и состава Рефтинского массива и возраст слагающих его пород позволяют предположить его первоначальную пространственную связь с магматическими комплексами Тагильской мегазоны и формирование в Тагильском задуговом бассейне, откуда он был тектонически перемещен на восток. Нельзя, конечно, исключить и его связь с вулканитами восточной вулканогенной зоны Урала (Коротеев и др., 1979), которая осталась за рамками рассмотрения в данной работе.

Магматизм, привязанный собственно к юго-восточному мегаблоку, начинается с островодужных по своей геодинамической природе базальтовых и базальт-риолитовых колчеданоносных комплексов, интрузивным аналогом которых в Магнитогорской мегазоне является габбро-плагиогранитоидный Рассыпнянский массив (А.Д. Штейнберг, 1970) с цирконовым возрастом

398±10 млн лет (см. табл. 4.1). В континентальной зоне возрастным аналогом названных магматитов является Пластовский плагиогранитоидный массив, с которым связано самое крупное на Южном Урале Кочкарское золотое месторождение.

В конце позднего девона восточная часть Магнитогорской островодужной системы превращается в активную континентальную окраину андского типа, которая распространяется далеко на восток, в современное Зауралье. Магматизм представлен ГТГГ-массивами. Наиболее распространены в них кварцевые диориты, гранодиориты, граниты возрастом 355–360 млн лет. Ареал распространения массивов захватывает северную и восточную части Магнитогорской зоны, юго-восточную окраинно-континентальную и континентальную зоны и современное Зауральское поднятие.

Породы образуют крупные сильно эродированные батолиты (Челябинский, Суундукский), а также пояса самостоятельных малоглубинных (Краснинский, Коелгско-Кабанский, Чернореченский, Айдырлинский) массивов.

В Зауральском поднятии к востоку от Челябинского разлома фаменские ГТГГ-массивы такого же состава, как и названные выше, слагают центральную часть Мариновского гнейсово-мигматитового комплекса, а также крупный Нижнесанарский массив и мелкие существенно диоритовые массивы, с которыми связаны Тарутинское и Михеевское медно-порфировые месторождения (Грабежев, 2009). Сходство вещественного состава продуктов фаменского магматизма на всей территории, занятой соответствующими интрузивами, свидетельствует о близких геодинамических и палеогеографических условиях в фамене на Южном Урале, отвечающих активной континентальной окраине.

Ко времени завершения главного этапа анатексиса роговообманковых габброидов и генерации основной массы тоналит-гранодиоритовых расплавов относятся возникновение надсубдукционного рифта в сохранившейся части Магнитогорской островодужной системы и формирование в нем визейской магнитогорской габбро-гранитоидной серии и комагматичных ей базальт-риолитовых вулканитов березовской и кизильской свит. Изотопный возраст интрузивных пород 340–330 млн лет, полученный разными методами, хорошо совпадает с палеонтологическим возрастом комагматичных вулканитов.

С позднего карбона (начала коллизии) вся территория Южного Урала переходит в континентальный режим, а преобладающим типом магматизма становится водный коллизионный, продукты которого слагают существенно гранитные массивы так называемого гранитного пояса Урала.

Последовательность магматических событий, сформировавших массивы этого пояса, выглядит следующим образом.

1. Конец позднего девона. Начало формирования мигматит-плутонов варламовского комплекса 358±4 млн лет тому назад, синхронных с главной фазой регионального метаморфизма.

2. Ранняя пермь. Главная фаза гранитного магматизма, представленная джабыкским комплексом (около 290 млн лет), с которым связано образование зонального ореола метаморфизма вокруг массивов. Примерно в одно время с джабыкским комплексом формируются монцодиорит-гранитные интрузивы, близкие по возрасту и особенностям вещественного состава к рассмотренному в главе 5 Степнинскому массиву (281±2.8 млн лет), и габбро-гранитная серия так называемого кужебаевского комплекса (281±7.2 млн лет)

(Осипова и др., 2008). Первичное $^{87}Sr/^{86}Sr$-отношение гранитов находится в интервале 0.7043–0.7049, εNd_{290} всегда положительный и варьируется от 0.8 до 1.6. Подобные изотопные характеристики позволяют предположить, что земная кора, которая была источником гранитных магм, имела преимущественно палеозойский возраст и образовалась в результате переотложения и гранитизации океанической и островодужной коры с низкими значениями отношений Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$.

3. Средняя–поздняя пермь. Формирование даек и небольших интрузивных тел адамеллитов и гранитов кабанского комплекса, вызывающих метасоматические преобразования метаморфических пород, такие как скарнирование, альбитизация и калишпатизация. Возможно, что с кабанскими гранитами сопоставимы граниты ольховского комплекса, развитые в Джабыкском массиве и имеющие Rb–Sr-возраст 265±1.4 млн лет.

Отмеченные магматические и метаморфические события наиболее четко проявлены в Кочкарском антиклинории юго-восточной континентальной зоны и сопровождаются общим воздыманием структуры здесь не менее чем на 10–15 км, что отвечает уменьшению глубины становления гранитных комплексов с 25–20 км для варламовского и джабыкского до 6–8 км для кабанского и ольховского.

В отличие от пермских гранитов северо-западного мегаблока, которые являются производными как доуральского фундамента, так и новой коры и в связи с этим образуют две изотопно различные группы, среди гранитов юго-восточного мегаблока резко преобладают разности, бедные радиогенным стронцием, что свидетельствует о меньшей роли фундамента в магматическом источнике гранитов.

С конца триаса рассматриваемая территория Урала была уже пенепленом (Сигов, 1969), площадь которого резко сокращалась к северу, как и область развития фаменских магматитов.

КОРРЕЛЯЦИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Обобщенная схема корреляции палеозойских интрузивных комплексов Среднего и Южного Урала показана на рис. 11.3. Эта же схема иллюстрирует распределение и эволюцию связанного с магматизмом оруденения. Так как все указанные в схеме комплексы уже рассмотрены выше, то схема приводится нами без комментариев.

Особого внимания заслуживает сопоставление уральских магматических комплексов с магматизмом восточных районов Урало-Монгольского пояса (южное обрамление Сибирского кратона) и варисцидами Западной Европы. При таком сопоставлении необходимо иметь в виду основное отличие центрально-азиатского магматизма от уральского, которое заключается в том, что в уральском складчатом поясе практически не проявлен внутриплитный плюмовый магматизм палеозойского возраста, тогда как для всей фанерозойской истории Сибирского кратона и его складчатого обрамления характерен магматизм этого типа (Кузьмин и др., 2003). Влияние плюма накладывает отпечаток на все магматические комплексы южного обрамления Сибирского кратона, обусловливая их вещественную и металлогеническую специфику.

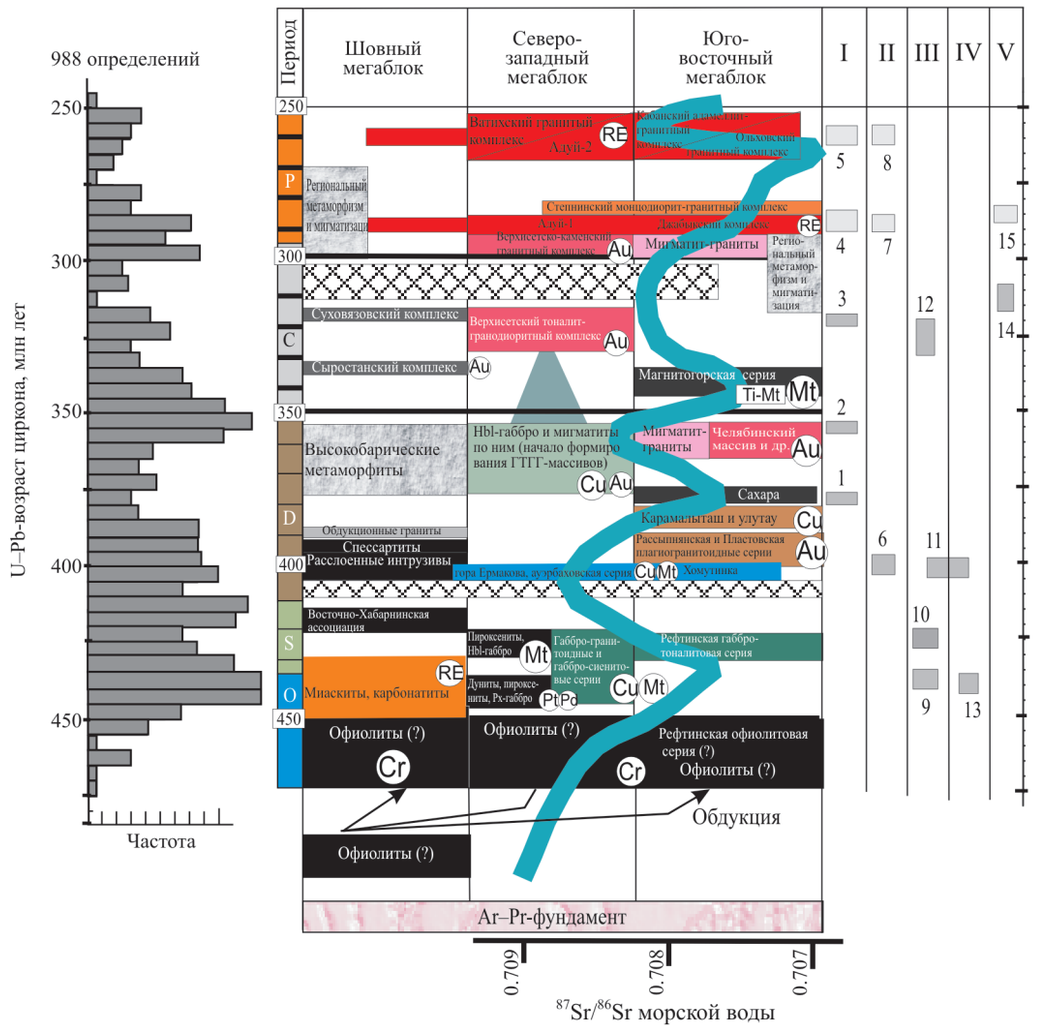


Рис. 11.3. Схема корреляции главных интрузивных комплексов Среднего и Южного Урала.

Собственные имена комплексов и набор пород в них соответствуют тем, что использованы в настоящей работе. В кружках обозначен тип оруденения, связанного с соответствующим магматизмом.

В левой части рисунка – распределение конкордантных значений возраста отдельных зерен циркона в палеозойских магматических породах Урала, которые получены на ионных зондах в лабораториях ВСЕГЕИ (С.-Петербург, РФ), NORDSIM (г. Стокгольм, Швеция) и IBERSIMS (г. Гранада, Испания). В правой части рисунка – основные этапы магматической активности в восточной части Урало-Монгольского пояса:

I – Калба-Нарымская зона (Владимиров и др., 2001; Куйбида, 2009): 1 – змеиногорский габбро-плагиогранитоидный, 2 – прииртышский габбро-плагиогранитоидный, 3 – гилевский тоналит-плагиогранитный, 4 – раннекалбинский, 5 – позднекалбинский комплексы;

II – Горный Алтай: 6 – синюхинский габбро-гранитный (Гусев, 2007), югалинский с гранитоидами повышенной щелочности (Крук и др., 2009), 7 – шибелинский и 8 – синюшинский с гранитами повышенной щелочности (Крук и др., 2009) комплексы;

III – Западный Саян и Горная Шория (Руднев и др., 2009): 9 – танзыбейский габбро-монцонит-гранитный, 10 – большепорожский диорит-гранодиорит-гранитный, 11 – тельбесский габбро-гранитный (Обновленные схемы…, 2007), 12 – торгалыкский габбро-сиенитовый, буйбинский гранитный комплексы;

IV – Кузнецкий Алатау: 13 – саксырский габбро-плагиогранитный комплекс (Обновленные схемы…, 2007);

V – Забайкалье, Ангаро-Витимский батолит (Цыганков и др., 2007): 14 – ранний гранитный, 15 – поздний гранитный и монцодиорит-гранитный комплексы.

Жирной линией показано изменение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ морской воды в палеозое (Veazer et al., 1999)

В рамках Алтае-Саянской складчатой области (АССО), по данным С.Н. Руднева с соавторами (2009), в раннем палеозое магматизм представлен преимущественно гранитоидами. В Западном Саяне они имеют раннекембрийский возраст, тогда как в сопредельных регионах АССО (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Тува) широко распространены гранитоиды позднекембрийско-раннеордовикского возраста. В то же время многие исследователи АССО считают, что на ее территории «со второй половины среднего кембрия по силур включительно… плутонический магматизм достоверно не установлен» (Обновленные схемы…, 2007, с. 175).

На Урале кембрийские комплексы практически отсутствуют, а среднеордовикско-силурийские широко развиты в Тагильской мегазоне. Габбро-гранитоидные комплексы этой мегазоны имеют полные возрастные и вещественные аналоги в Горной Шории (тельбесский комплекс), Кузнецком Алатау (саксырский комплекс), Западном Саяне (танзыбейский, орешский комплексы), Восточном Саяне (имирский, беллыкский комплексы). Все названные комплексы сопровождаются комагматичными эффузивами и скарново-магнетитовыми месторождениями. По геодинамическим параметрам они отвечают, по данным изучавших их авторов, обстановке надсубдукционных рифтогенных структур и обладают соответствующими геохимическими признаками, среди которых отметим отрицательные аномалии на спайдерграммах таких высокозарядных элементов, как ниобий, титан (Руднев и др., 2009).

Позднесилурийско-раннедевонский этап магматизма Тагильской зоны, представленный ауэрбаховским комплексом и диорит-гранитной серией горы Ермакова в Платиноносном поясе, имеет свои аналоги в виде синюхинского габбро-гранитоидного комплекса Горного Алтая (Гусев, 2007), западносаянских хемчикского габбро-монцодиорит-сиеногранитового (Хомичев и др., 2000), большепорожского диорит-гранодиорит-гранитного (Руднев и др., 2009), которые, как и ауэрбаховский комплекс, сопровождаются скарновым магнетитовым и медным, а также золотым оруденениями.

Следует заметить, что на всем огромном пространстве Евразии слабо развит ГТГГ-магматизм возрастом 350–365 млн лет (поздний девон), который широко распространен на Урале и знаменует собой начало массового гранитоидного магматизма. Лишь в Южно-Гиссарской зоне Тянь-Шаня и Токрауской зоне Джунгаро-Балхашской системы условно отмечаются позднедевонские интрузивы, еще недостаточно изученные. По-видимому, надежно ГТГГ-комплексы (усть-беловский), сходные с уральскими, установлены на Алтае (Обновленные схемы…, 2007). Слабое развитие ГТГГ-комплексов, возможно, связано с наличием перерыва (360–330 млн лет назад) в магматической активности в Центральной Азии, имевшей уже внутриплитную природу (Ярмолюк и др., 2000; Кузьмин и др., 2003).

Одновременно с формированием ГТГГ-батолитов в юго-восточном островодужно-континентальном мегаблоке Урала и в Зауралье начинается массовая мигматизация терригенно-осадочных толщ новообразованной преимущественно раннепалеозойской коры, которая позднее, через 50–60 млн лет, приведет к концентрации гранитного расплава в виде существенно гранитных массивов. Началу внедрения накопленного в нижних горизонтах коры на глубине более 25 км (давление 7–8 кбар) гранитного расплава и формирования этих массивов предшествовала позднекарбоновая (310–300 млн лет назад) пауза в магмати-

ческой активности, которая, по-видимому, фиксируется не только на Урале, но и в других рассматриваемых складчатых системах, в частности Джунгаро-Балхашской, Тянь-Шаньской, Калба-Нарымской.

Возрастная корреляция уральских позднепалеозойских гранитоидов с близкими по составу породами в складчатых сооружениях Евразии известна давно (Попов и др., 1975), но прогресс в изотопном изучении пород позволяет существенно уточнить эту корреляцию.

В эволюции корового гранитного магматизма на Урале отмечаются два главных этапа: 1) 290–280 млн лет назад, когда формируются граниты с мантийными изотопными метками ($^{86}Sr/^{87}Sr_T$ = ≈ 0.704, εNd положительный) за счет плавления новообразованной коры орогена, и 2) 260–250 млн лет назад, когда преобладающим субстратом гранитов становятся метаморфические породы докембрийского фундамента Уральского орогена и изотопные характеристики гранитов приближаются к коровым ($^{86}Sr/^{87}Sr_T$= 0.705–0.706).

Возрастные этапы, подобные уральским, удается наблюдать и в ряде других детально изученных складчатых сооружений. Например, такие же этапы надежно установлены в Калбинской зоне Зайсанской складчатой системы (Владимиров и др., 2001). В крупном гранитоидном ареале западного Забайкалья магматизм отвечает двум этапам – существенно гранитному (320–330 млн лет) и диорит-гранитному (граниты плюс монцодиориты, сиениты, щелочные граниты – 290–280 млн лет) (Цыганков и др., 2007). Последовательность магматических событий здесь не совпадает с уральской. Если на Урале общий тренд эволюции состава магматических пород отвечает гомодромному, то в Забайкалье более кремнекислые гранитоиды, судя по цитированной работе, предшествуют сложным по составу сериям с участием пород повышенной основности и щелочности.

Существенно гранитоидные серии позднекаменноугольно-пермского возраста выделяются по надежным геологическим данным, хотя и без хорошего изотопного обоснования в Тянь-Шаньской, а также в Джунгаро-Балхашской складчатых системах (Попов и др., 1975).

Позднепалеозойские гранитоиды Урала сопоставимы с близкими по возрасту и составу гранитоидами варисцид Западной Европы. Орогены Иберийского полуострова и Урала, двух противоположных географических провинций европейских варисцид, – это совершенно разные типы орогенов. Иберия является областью широкого распространения гранитного магматизма, особенно Центральная Иберийская зона, где около 50% площади сложено гранитоидами. Бóльшая часть их представлена богатыми калиевым полевым шпатом пералюминиевыми биотитовыми гранодиоритами и гранитами, обычно содержащими мусковит, кордиерит, гранат. Гранитоиды характеризуются повышенным содержанием Li, Rb, Cs, Th, U. Все они были образованы в течение единого цикла магматизма 335–290 млн лет назад с пиком развития 310–315 млн лет назад, отвечающим коллапсу орогена, не имеют латеральной зональности ни по возрасту, ни по геохимии. Мафиты и ультрамафиты очень редки, представлены амфиболсодержащими разностями возрастом 307–312 и 325–330 млн лет, образующими небольшие тела (не более 3–4 км^2) или рои включений среди мигматитов и гранитов. Гранитоиды имеют коровые изотопные метки с $^{87}Sr/^{86}Sr_T$ = 0.708–0.721 и εNd_T = –2 ... –8. Они возникли в результате рециклинга древней обогащенной континентальной коры под воздействием радиационного нагревания (Bea et al., 2008).

Уральские гранитоиды сформировались в более широком возрастном интервале (360–250 млн лет назад), отвечают нескольким дискретным эпизодам, связанным с субдукцией океанической и островодужной коры, коллизией и следующим за ней растяжением. Относятся преимущественно к металюминиевому типу. Надсубдукционные массивы представлены ГТГГ-серией, породы которой в качестве фемических минералов содержат роговую обманку, биотит и эпидот, коллизионные сложены преимущественно биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Изотопные характеристики пород резко отличаются от иберийских: $^{87}Sr/^{86}Sr_T$ = 0.7033–0.7055, εNd_T = +6 ... –2. Эти характеристики свидетельствуют о том, что преобладающий магматический источник гранитоидов представлен либо мантийным материалом (как в случае ГТГГ-массивов), либо молодой новообразованной в ходе орогенного развития корой. В отличие от иберийских уральские гранитоиды имеют ярко выраженную латеральную зональность вкрест простирания орогена, которая заключается в росте с запада на восток, в направлении падения зоны субдукции содержания калия и других некогерентных элементов. Такой же геохимической зональностью характеризуются современные окраинно-континентальные (андского типа) и островодужные магматиты. Таким образом, будучи связаны с единым по времени тектоническим событием в развитии Земли, одновозрастные гранитоиды Иберийского и Уральского орогенов в своем вещественном составе несут информацию о важных особенностях названных орогенов, первый из которых является эпиконтинентальным, а второй – эпиокеаническим.

Образование позднепалезойских гранитоидов Урало-Монгольского пояса в той или иной мере обусловлено коллизией между Сибирским кратоном и его южным обрамлением. При сходстве основных параметров вещественного состава всех этих гранитов они значимо отличаются от уральских по изотопным характеристикам. В частности, граниты Ангаро-Витимского батолита, как и граниты варисцид Западной Европы, обладают типично коровыми значениями $\varepsilon Sr_{(T)}$ и $\varepsilon Nd_{(T)}$ в отличие от уральских, в которых эти значения варьируются, оставаясь обычно в диапазоне мантийных величин.

Относительно предшествующего магматизма исследователи не приводят данных, позволяющих надежно интерпретировать его геодинамическую природу в упомянутых складчатых сооружениях. Можно лишь констатировать, что мы не обнаружили достоверных описаний латеральной зональности, свойственной современным надсубдукционным образованиям и столь ярко проявленной на Урале, хотя большинство авторов и относит допозднекаменноугольные палеозойские комплексы АССО к надсубдукционным.

Как видно из рис. 11.3, основные этапы уральского магматизма совпадают с колебаниями первичного отношения $^{87}S/^{86}Sr$ в морской воде палеозоя (Veazer et al., 1999), что в совокупности с приведенными данные по корреляции магматических комплексов свидетельствует о связи уральского магматизма с глобальной эндогенной активностью.

Наглядное представление о вещественной эволюции палеозойского магматизма Уральского подвижного пояса дает рис. 11.4, он иллюстрирует главную закономерность – последовательное увеличение доли кремнекислых пород (гранитоидов) по мере омоложения магматических комплексов, обусловленное сменой мантийного магматизма коровым в ходе развития орогена и преобразования океанического режима в континентальный.

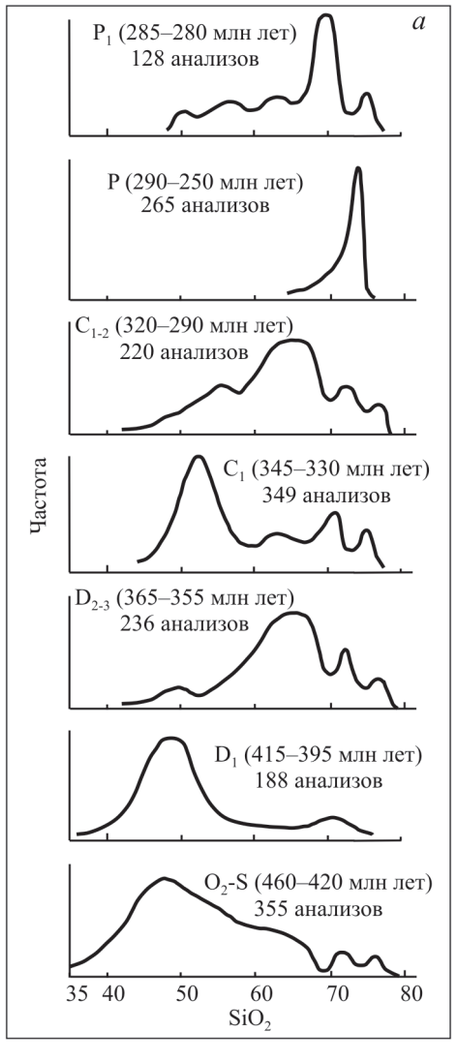


Рис. 11.4. Распределение SiO_2 в магматических сериях, представляющих собой типичный магматизм разных этапов эволюции Уральского подвижного пояса в палеозое (*а*), и изменение доли кремнекислых магматических пород в ходе эволюции (*б*)

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ГАББРО И ГРАНИТОВ

Две главные группы котектических по составу магматических пород – габбро и граниты – формируются в широком возрастном интервале, в разных геодинамических и физико-химических условиях, имеют разные магматические источники. Рассмотрим особенности состава названных пород, сгруппированных по магматическим подразделениям.

Диаграммы на рис. 11.5 наглядно иллюстрируют различия в содержаниях K, Rb, La, Yb в разных по возрасту и условиям формирования габброидах. Породы старше 380 млн лет, т. е. сформированные в то время, когда главным источником магматизма была верхняя мантия, тяготеют к полю составов океанической коры (примерно соответствующей N-MORB), тогда как все более молодые габброиды располагаются в поле континентальных базитов. В генерализованном виде эту же закономерность можно увидеть на спайдерграмме (рис. 11.6), на которой показано распределение большого количества редких элементов в однотипных породах разного возраста – роговообманковом габбро. Молодые габброиды обогащены всеми показанными на ней элементами при сходной конфигурации трендов, на которых отчетливо выражены свойственные надсубдукционным образованиям отрицательные аномалии высокозарядных элементов (Nb, Zr, Ti) и положительные Ba и Sr. Поведение таких литофильных элементов, как калий и рубидий, концентрации которых растут в ходе эволюции, однозначно свидетельствует о гомодромном типе возрастного тренда (см. рис. 11.8). Этот тренд отражает процесс, который можно условно определить как «континентализацию», которая наступает не постепенно, а скачком. Период 380–375 млн лет назад – это время смены преимущественно мантийного магматизма мантийно-коровым, вовлечения в источник магмообразования вновь образованной коры орогена, время начала масштабного гранитоидного магматизма. Геохимические особенности габброидов – главных магматических мантийных пород – четко фиксируют эти геологические события.

Одновременно происходит заметная фертилизация мантийного источника базитов. На диаграмме Th/Yb–Nb/Yb (рис. 11.7) в рамках мантийного тренда N-MORB-E-MORB-OIB (Pearce, 2008) более молодые габброиды смещаются в сторону EMORB, располагаясь выше мантийного тренда вследствие заметного влияния континентального корового компонента, связанного с надсубдукционным положением магматических комплексов.

В рамках эволюционного временного тренда разные группы габброидов концентрируются в разных полях (рис. 11.7, диаграмма Lu/Hf–Sm/Nd). В частности, в поле габброидов возрастом более 380 млн лет обособляются породы ППУ и расслоенных интрузивов калиевой группы, таких как Восточно-Хабарнинский и Нуралинский (*2–4*), расслоенных интрузивов натровой группы Кокпектинского и Аккермановско-Кирпичнинского (*5*), Рефтинского (*6*) массивов. В отдельном поле располагаются каменноугольные роговообманковые габбро зоны ГУР (*7*). Несомненно, что геохимические различия габброидов обусловлены тектонической и петрологической спецификой их формирования, которая не всегда легко поддается интерпретации. В частности, на содержание ряда редких элементов влияет их переносчик и мобилизатор – флюид,

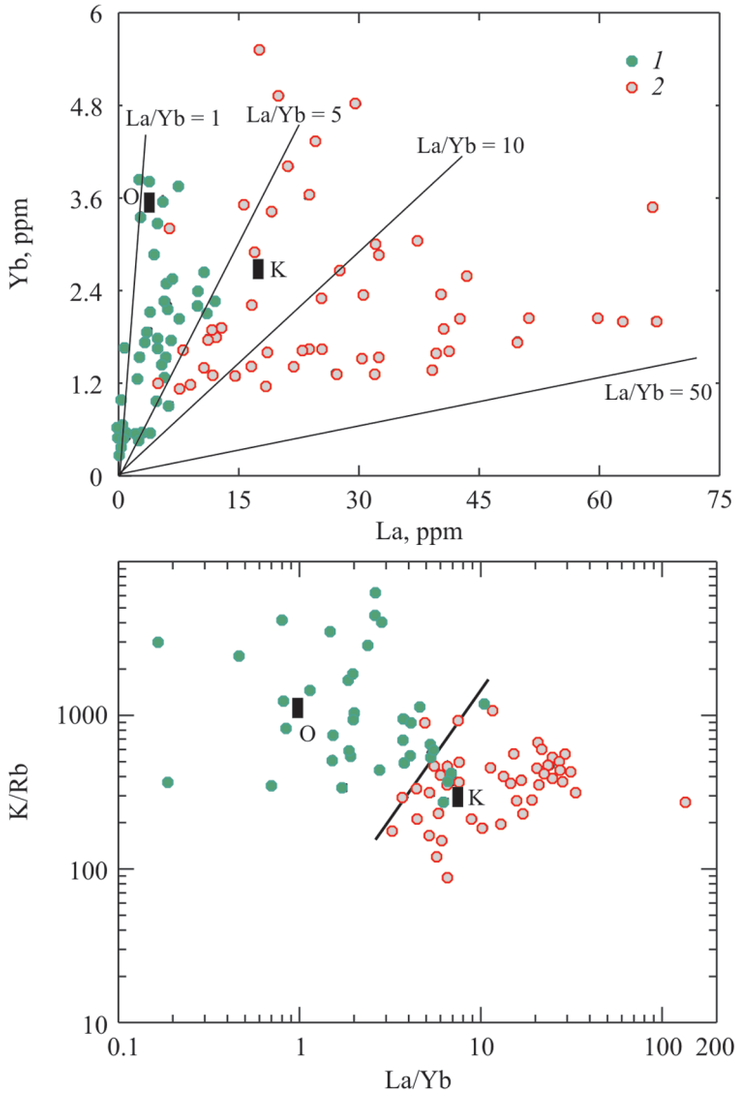


Рис. 11.5. Диаграммы **Yb–La и K/Rb–La/Yb для габброидов возрастом бо-**лее (*1*) и менее (*2*) 380 млн лет.
Черный прямоугольник – состав океанической (О) и континентальной (К) коры (Богатиков и др., 1987)

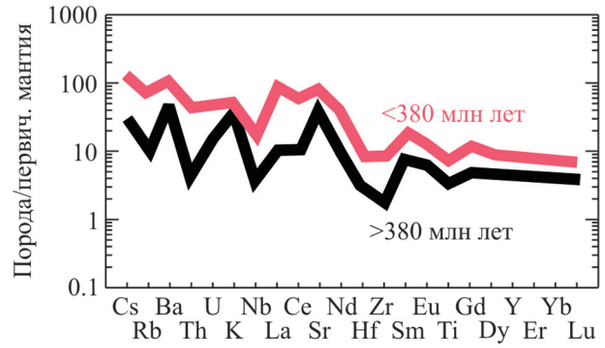


Рис. 11.6. Распределение редких элементов в роговообманковых габбро возрастом менее 380 млн лет

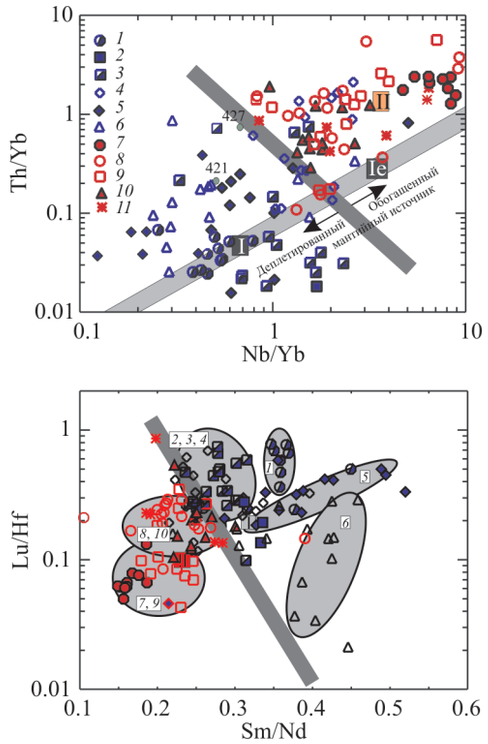


Рис. 11.7. Диаграммы **Th/Yb–Nb/Yb (Pearce,** 2008) и **Lu/Hf–Sm/Nd для габброидов:**
1 – офиолиты; *2* – ДКГ-серия ППУ; *3* – габбровая серия ППУ; *4* – расслоенные интрузивы калиевой группы, ассоциированные с офиолитами; *5* – расслоенные интрузивы натровой группы, ассоциированные с офиолитами; *6* – габбро Рефтинского массива; *7* – роговообманковые габбро зоны ГУР (Сыростанский и Тургоякский массивы); *8* – ГТГГ-комплексы северо-западного мегаблока; *9* – ГТГГ-комплексы юго-восточного мегаблока; *10* – рифтогенный магнитогорский комплекс; *11* – пермские габбро из монцодиорит-гранитных и гранитных массивов юго-восточного мегаблока. Серая линия разделяет поля фигуративных точек габбро старше (*1–6*) и моложе (*7–11*) 380 млн лет.
Серое поле на верхней диаграмме – мантийный тренд **N-MORB (I) – E-MORB (Ie) – OIB (последние не показа-**ны); **II – земная кора (Кузьмин, 1985; Богатиков, Косарева, Шарков, 1987; Sun, McDonough, 1989).**
Овалами на нижней диаграмме обозначены области концентрации фигуративных точек разных габбро. Цифры в овалах соответствуют группам габбро (*1–11*)

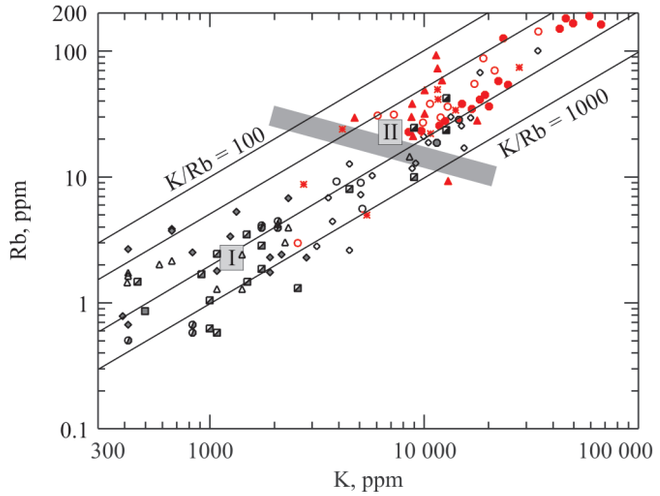
который, по данным ряда авторов (например T.G. Grove с соавторами (2002)), обеспечивает до 99% содержания несовместимых элементов. В надсубдукционной зоне (главном генераторе уральского магматизма) смена флюида, образованного дегидратацией амфибола, флюидом из осадочных толщ приводит к уменьшению значений отношений K/Rb, Sr/Ba и росту значения отношения Ba/Pb (Kogiso et al., 1997; Tatsumi, Kogiso, 1997). Не менее наглядно изменяются и другие геохимические параметры. К примеру, в Марианской дуге рост вклада пелагических осадков в источник магматитов с 0.5 до 2.5% заметно увеличивает значения отношений La/Sm и Th/Nb (Marske et al., 2011). Еще более сильно влияние субдуцированных континентальных осадков (Elburg et al., 2002).

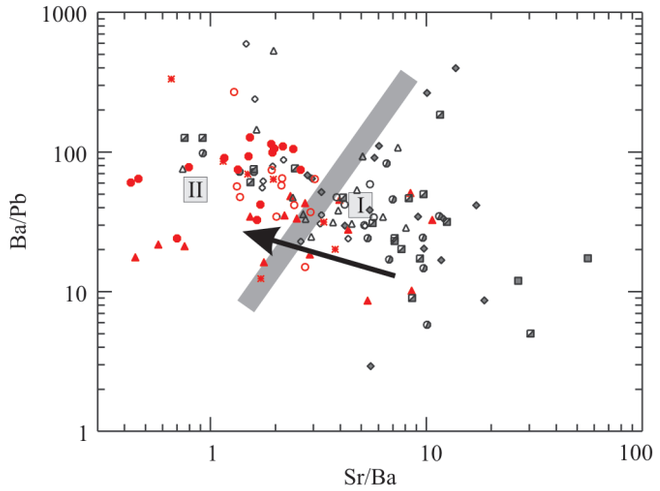
Сравнение геохимических особенностей пород в областях современного надсубдукционного магматизма с уральскими позволяет предположить, что в ходе развития Уральского подвижного пояса происходит увеличение роли осадков в слэбе и доли флюида, заимствованного из осадочных толщ, в магматическом источнике (рис. 11.8, 11.9). При этом необходимо отметить, что роль слэба в магматическом источнике базитов вообще невелика. Габброиды, как отмечалось, отвечают котектике примерно при 15 кбар, т. е. магма соответствующего состава была генерирована на глубине порядка 50 км в области расположения мантийного клина. Особенности вещественного состава разных габбро, рассмотренные в соответствующих главах, не противоречат такому заключению. Увеличение доли субдуцируемых осадков сказывается в первую очередь на составе флюида. Можно предположить, что флюид осадочного происхождения метасоматизирует мантийный клин в большей степени, чем «амфиболовый» флюид, усиливая фертильность этого главного магматического источника габброидов. Именно этим обстоятельством (ростом фертильности источника), по-видимому, обусловлены резкие различия по содержанию РЗЭ в габбро ППУ и Тагильской вулканогенной зоны, с одной стороны, и более молодых габбро из разновозрастных ГТГГ-массивов, с другой (рис. 11.10).

В геохимии **гранитов** – второй крупной группе магматических пород котектического состава – возрастной тренд практически не выражен, но разные генетические группы гранитов и генетически близкие граниты из разных тектонических блоков обособляются достаточно надежно, хотя поля их распространения перекрываются. Главный тренд можно определить как пространственный. На прилагаемых диаграммах, особенно на тех, где в качестве координат используются калий и связанные с ним элементы (рис. 11.11), четко обособляются точки гранитов из западной части Урала, т.е. из ГТГГ-массивов северо-западного мегаблока и зоны ГУР. Ярко проявлена геохимическая специфика коллизионных гранитов из северо-западного и юго-восточного мегаблоков (рис. 11.12, 11.13). Последние обогащены Y, Cr, Sc, имеют повышенное значение отношения Th/Nb и пониженное – отношения Zr/Y, что, по-видимому, связано с различиями в субстрате гранитов. В совокупности с изотопными особенностями пород (см. главу 6) геохимические данные подтверждают большее участие новообразованной коры в магматическом источнике гранитов юго-восточного мегаблока, фиксируя различия в составе субстрата тех и других гранитов.

Между тем необходимо особо подчеркнуть влияние сиалического (гранитогнейсового) фундамента на состав гранитов. Последние имеют общие

Рис. 11.8. Диаграммы Rb–K и Ba/Pb–Sr/Ba для габбро.
Стрелкой на диаграмме Ba/Pb–Sr/Ba показано изменение состава флюида, образованного дегидратацией амфибола, флюидом из осадочных толщ (Kogiso et al., 1997). Остальные обозначения см. на рис. 11.7





особенности состава с гранитогнейсами: граниты северо-западного мегаблока – с гранитогнейсами фундамента этого же мегаблока, выходящими на поверхность восточнее Мурзинского и Адуйского массивов, в Сысертском и Ильменогорском блоках, а граниты юго-восточного мегаблока – с гранитогнейсами фундамента Кочкарского антиклинория (см. рис. 11.12, 11.13). В обобщенном виде геохимические особенности гранитогнейсов демонстрирует рис. 11.14. Можно предположить, что яркие различия в составе гранитогнейсов фундамента северо-западого и юго-восточного мегаблоков обусловлены тем, что первые принадлежат Восточно-Европейскому, а вторые – Казахстанскому континентам, что и предполагают такие исследователи Урала, как В.Н. Пучков, А.А. Краснобаев и др.

Это предположение находит подтверждение в ксеногенных цирконах дунитов протерозойского возраста. Такие цирконы были заимствованы базитовым расплавом, родоначальным для кумулятивных по своей природе дунитов платиноносного типа из прорываемых им пород, которые принадлежали, судя по возрасту и геохимическим особенностям цирконов, протерозойскому фундаменту Уральского орогена (см. главы 1 и 10). Возраст протерозойских ксеногенных цирконов в дунитах неодинаков. Дуниты из западной части Урала содержат цирконы возрастом более 1800 млн лет, а дуниты Сахаринского массива из восточной части Урала – более молодые разности (рис. 11.15). На ос-

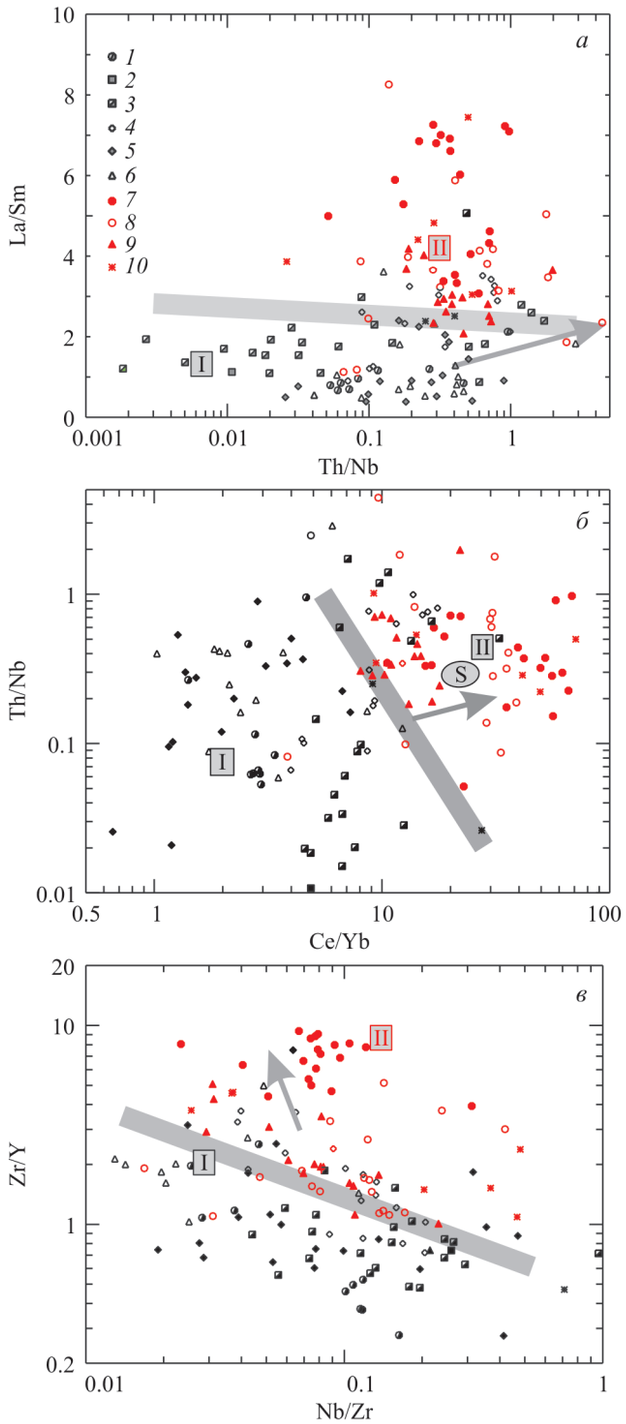


Рис. 11.9. Диаграммы **La/Sm–Th/Nb, Th/Nb–Ce/Yb, Zr/Y–Nb/Zr для габбро.**

Обозначения *1–10*, квадратики с римскими цифрами и серая линия см. на рис. 11.7.

Стрелкой на диаграмме *а* показан тренд увеличения роли пелагических осадков в источнике магм Марианской дуги от 0.5 до ≈ 2% (Marske et al., 2011).

Стрелкой на диаграммах *б* и *в* показано изменение состава вулканитов в направлении падения зоны субдукции дуги Банда, расположенной к северу от Австралии, где предполагается участие в магматическом источнике субдуцируемых континентальных осадков, состав которых обозначен овалом с буквой «S» **(Elburg et al., 2002). Количество** осадков в составе магматического источника растет в направлении падения зоны субдукции

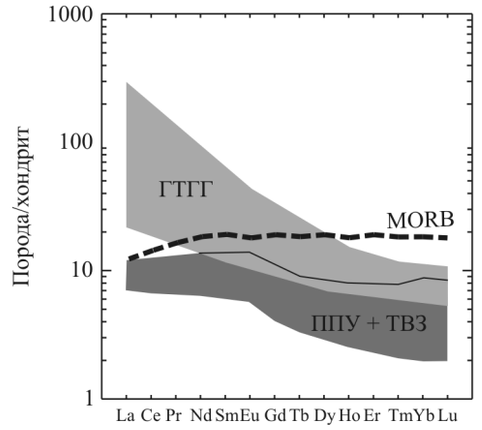


Рис. 11.10. Распределение РЗЭ в габбро ППУ и Тагильской вулканогенной зоны и в габбро из ГТТГ-массивов.

Штриховая линия – N-MORB **(Sun, McDonough, 1989)**

новании этих фрагментарных данных можно предположить разный возраст (а возможно и природу) кристаллического фундамента в западной и восточной частях Урала.

Обсуждая роль допалеозойского фундамента в гранитоидном магматизме, следует напомнить, что на этом фундаменте была заложена одна из главных вулканогенных зон Урала – ордовикско-силурийская Тагильская (см. главу 1). К девонскому времени, моменту возникновения Магнитогорской мегазоны (около 400 млн лет назад) и началу окраинно-континентального габбро-тоналит-гранодиоритового магматизма (360 млн лет назад), допалеозойский фундамент в ходе орогенеза был разрушен и сохранился в виде сравнительно небольших фрагментов, не оказывавших существенное влияние на магматизм. В качестве корового источника магм и корового контаминанта выступает молодая кора, образованная уже в ходе развития самого орогена.

В связи с этим следует обратить внимание на обратную корреляцию величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr_{init}$ и содержания кремнезема в породах Степнинского массива (рис. 11.16). Такая же зависимость наблюдается в Джабыкском массиве, где примерно одновозрастные, но разные по составу породы: граниты собственно джабыкского комплекса, с одной стороны, и граносиениты и монцогранодиориты мочагинского комплекса, близкого по возрасту и составу к степнинскому, с другой, характеризуются и разным значением $^{87}Sr/^{86}Sr_{init}$ (заметно более высоким в обедненных SiO_2 породах мочагинского комплекса; см. рис. 11.16, *а*). Можно полагать, что обедненные кремнеземом более основные магмы зарождались на большей глубине, чем легкоплавкие гранитные, ниже сиалического по составу фундамента. При интрузии такие магмы могли быть контаминированы веществом фундамента, богатым радиогенным стронцием. Граниты обособлялись выше фундамента в пределах новообразованной коры орогена, и поэтому содержат менее радиогенный стронций и более молодой неодим (см. рис. 11.16, *б*) по сравнению с их более глубинными комагматами повышенной основности. В рамках этой модели можно приблизительно оценить некоторые параметры глубинного строения палеоконтинентальной зоны юго-восточного мегаблока, в частности, глубину залегания фундамента и мощность новообразованной коры в пермское время. Давление при формировании магм гранитов джабыкского типа составляло около 5 кбар, что соответствует глубине 15–17 км и определяет верхнюю границу залегания фундамента и соответственно минимальную мощность новообразованной коры.

В современном гравиметровом поле Урала выделяются многочисленные овальные в плане отрицательные аномалии, которые включают в себя выходя-

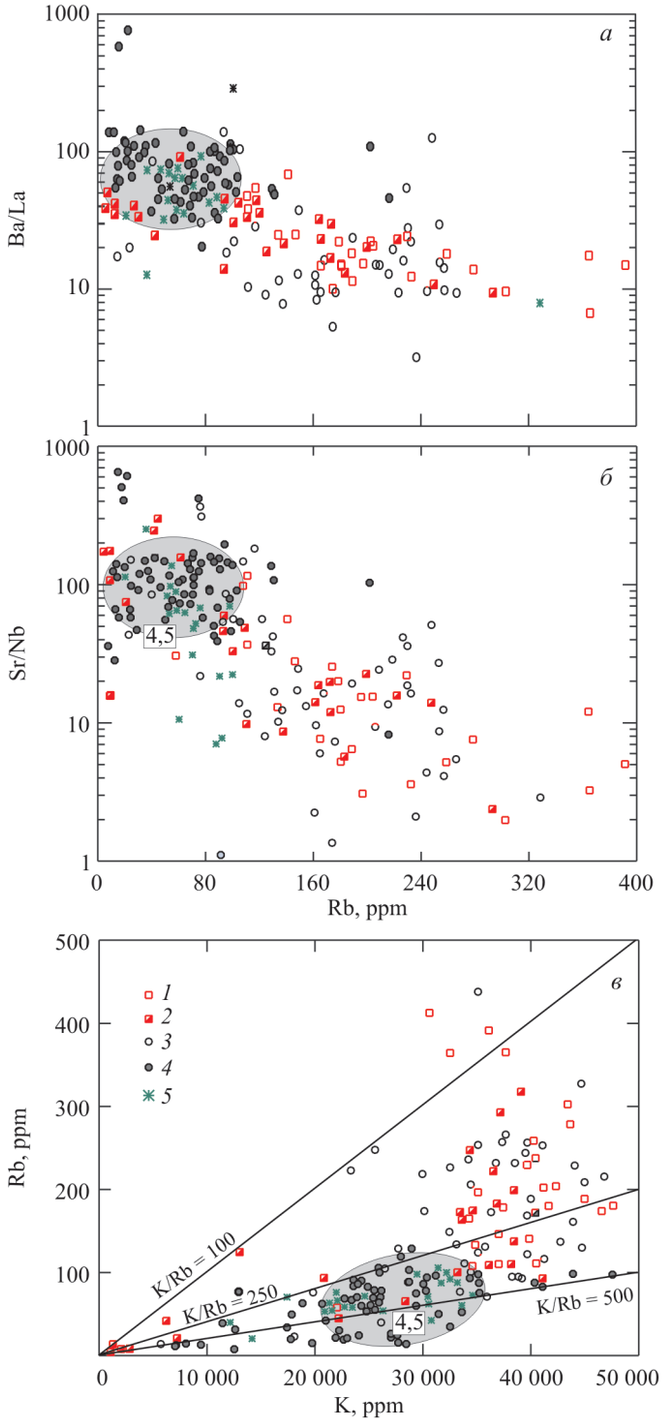


Рис. 11.11. Диаграммы **Ba/La–Rb, Sr/Nb–Rb, Rb–K для гранитов.**
1 и *2* – пермские коллизионные и преимущественно позднедевонские ГТГ-граниты юго-восточного мегаблока соответственно; *3* и *4* – пермские коллизионные и позднекаменноугольно-пермские ГТГ-граниты северо-западного мегаблока соответственно; *5* – каменноугольные граниты зоны ГУР (массивы Сыростанско-Тургоякской группы). Овалами обозначены области концентрации фигуративных точек гранитов групп *4* и *5*

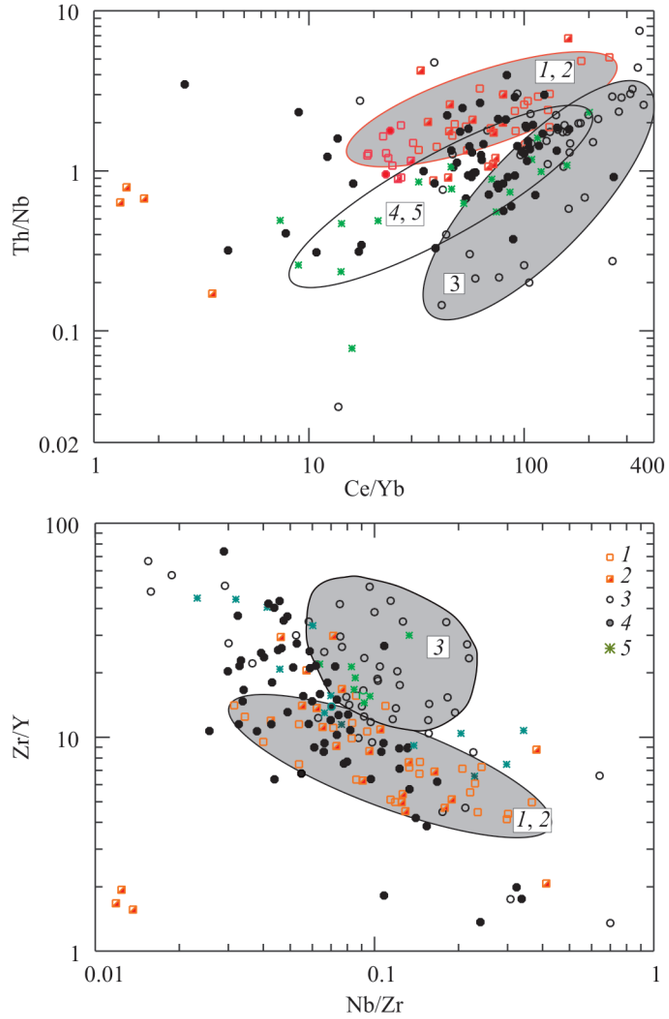


Рис. 11.12. Диаграммы **Th/Nb–Ce/Yb и Zr/Y–Nb/Zr для гранитов.**
Обозначения *1–5* см. на рис. 11.11. Овалами обозначены области концентрации фигуративных точек гранитов групп *1–5*

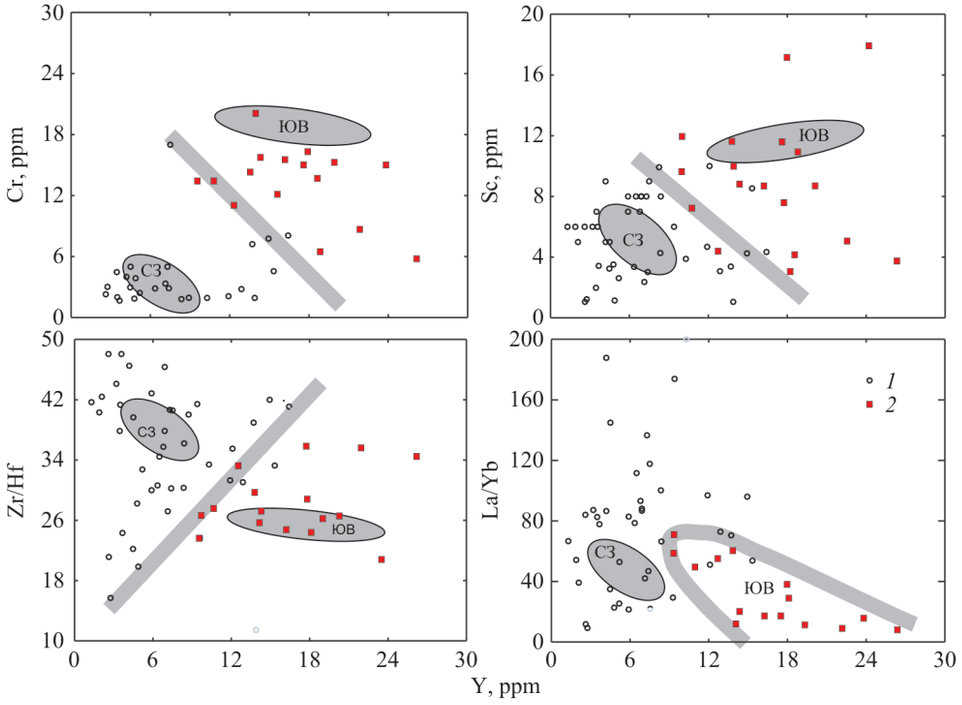


Рис. 11.13. Диаграммы Cr–Y, Sc–Y, Zr/Hf–Y, La/Yb–Y для коллизионных гранитов пермского возраста северо-западного (*1*) и юго-восточного (*2*) мегаблоков.

Серая линия разделяет поля составов тех и других гранитов. Серыми овалами показаны места наибольшей концентрации точек гранитогнейсов из фундамента соответствующих (СЗ и ЮВ) мегаблоков

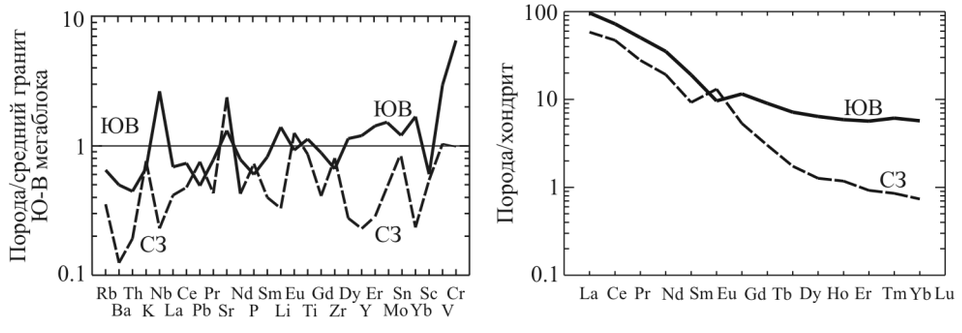
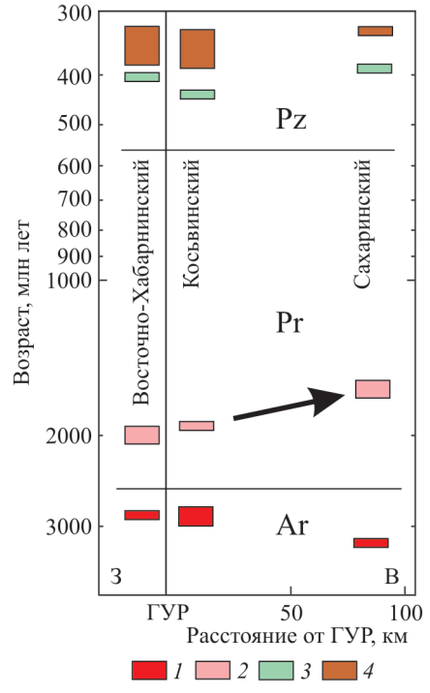


Рис. 11.14. Распределение редких и редкоземельных элементов в гранитогнейсах фундамента северо-западного (мурзинско-адуйский метаморфический комплекс) и юго-восточного (Кочкарский антиклинорий) мегаблоков.

Распределение редких элементов нормировано по среднему составу пермского гранита юго-восточного мегаблока. Состав гнейса близок составу гранита, что свидетельствует об участии гнейсов фундамента в магматическом источнике гранита

Рис. 11.15. Диаграмма **U–Pb-возраст цирконов из** дунитов – расстояние массивов на запад (З) и восток (В) от Главного Уральского разлома (ГУР).

Популяции цирконов: *1* – мантийные; *2* – ксеногенные (заимствованные предположительно из фундамента Уральского орогена); *3* – магматические, фиксирующие время кристаллизации и кумуляции оливина из расплава базитового состава; *4* – постмагматические, отвечающие времени перекристаллизации дунита и сегрегации хромшпинелида и платиноидов. Стрелкой показано возможное изменение возраста фундамента в поперечном сечении Урала



щие на поверхность гранитные массивы, но обычно значительно превосходят их по площади (см. рис. В.1). Предполагается (Рапопорт, Рудица, 1998; Рапопорт и др., 2000), что такие аномалии фиксируют погребенные куполовидные плутонометаморфические структуры, связанные с позднепалеозойским анатектическим гранитообразованием. Эти структуры образуют пояса, местами пересекающие границы мегаблоков и зон, выделенных по допозднекаменноугольным (т.е. догиперколлизионным) магматитам. Крупные куполовидные структуры развиты преимущественно в окраинно-континентальных и палеоконтинентальных зонах Урала и лишь участками захватывают южную часть шовного мегаблока и Магнитогорскую островодужную зону. На Среднем Урале в шовном мегаблоке и Тагильской зоне они не проявлены. Можно полагать, что связанное с коллизией анатектическое гранитообразование создает особый структурный план Уральского орогена, которое еще предстоит изучить методами структурной геологии.

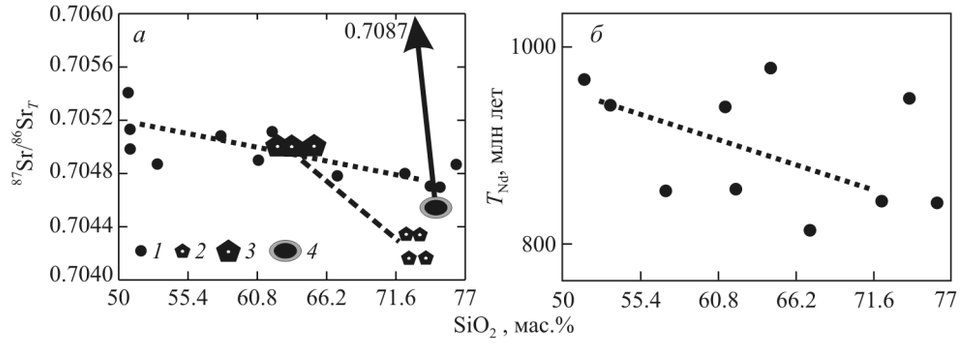


Рис. 11.16. Диаграммы $^{87}Sr/^{86}Sr_T$ – SiO_2 и модельный возраст неодима T_{Nd} – SiO_2:

1 – Степнинский массив; *2* и *3* – Джабыкский массив: гранитоиды джабыкского и мочагинского (степнинского) комплексов соответственно; *4* – граниты мурзинского комплекса (стрелка указывает направление к фигуративной точке гранитов ватихского комплекса). T_{Nd} – модельный возраст неодима, млн лет

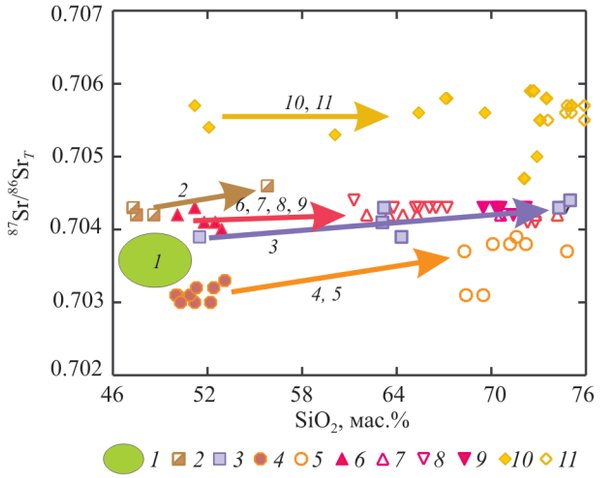


Рис. 11.17. Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr_T$–SiO_2 для пород мантийного и мантийно-корового происхождения:

1 – область составов базитов Платиноносного пояса Урала и Тагильской вулканогенной зоны (460–420 млн лет); *2* – габбро и сиениты Сахаринского массива платиноносного типа в восточном крыле Магнитогорской мегазоны (375 млн лет); *3* – габбро-гранитоидная ауэрбаховская серия (405 млн лет) в восточном крыле Тагильской мегазоны; *4*, *5* – Сыростанский массив из шовного мегаблока: *4* – габбро (333 млн лет), *5* – гранитоиды (327 млн лет); *6–9* – Верхисетский ГТГ-массив из окраинно-континентальной зоны северо-западного мегаблока: *6* – габбро (≈ 370 млн лет), *7* – малокалиевая тоналит-гранодиорит-трондьемитовая серия (330–315 млн лет), *8* – калинатровая тоналит-гранодиорит-гранитная серия (330–315 млн лет), *9* – адамеллит-гранитная серия (300–280 млн лет); *10*, *11* – Челябинский ГТГ-массив из окраинно-континентальной зоны юго-восточного мегаблока: *10* – габбро, тоналит, гранодиорит, гранит (360–340 млн лет), *11* – биотитовые граниты Кременкульского интрузива (270 млн лет)

Отмеченное выше изменение значения первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в сериях пород, предположительно образованных с участием фундамента, не свойственно сериям, в источнике которых допалеозойский фундамент не играл существенной роли. Такие серии характеризуются постоянным значением первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ или его небольшим ростом с увеличением содержания SiO_2 (рис. 11.17). Подобная картина возможна при эволюции состава протолита в процессе развития серии. Яркий пример – ГТГГ-массивы, в которых мантийные по источнику роговообманковые габбро являются протолитом для тоналитов и гранодиоритов, а последние – для гранитов. Такие же особенности свойственны сериям, образованным фракционированием и кристаллизационной дифференциацией. И мантийные (см. рис. 11.17, *1–3*), и мантийно-коровые (*4–11*) серии обнаруживают рост первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в восточном направлении, что совпадает с отмеченной выше надсубдукционной геохимической зональностью гранодиоритов (рис. 11.18)

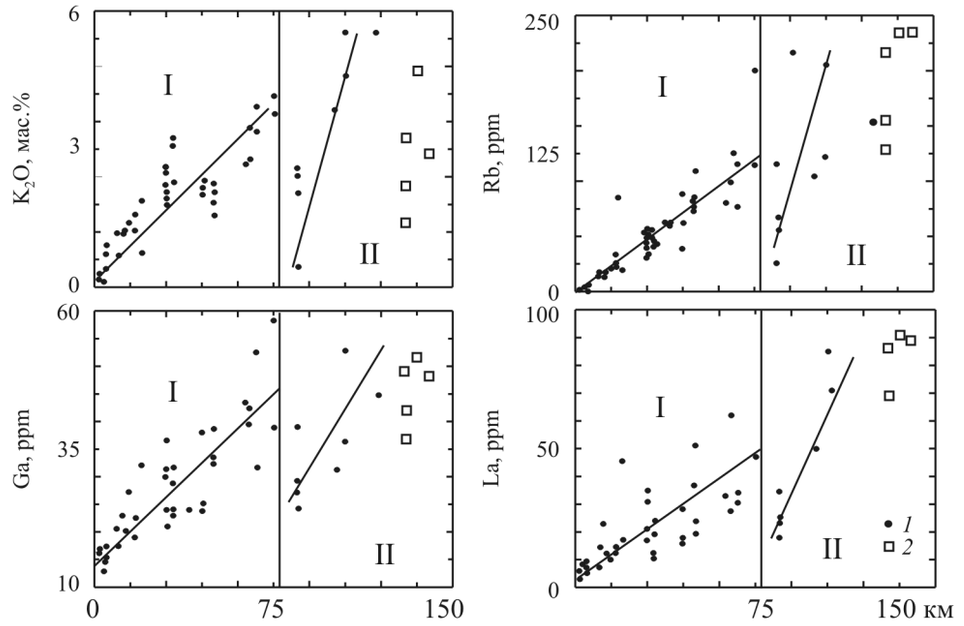


Рис. 11.18. Концентрации K_2O, Rb, Ga, La в гранодиоритах с содержанием SiO_2 65–67% в зависимости от расстояния от Серовско-Маукской структуры для пород северо-западного мегаблока (*1*) и от зоны ГУР для Челябинского массива (*2*).

Поле I отвечает породам из массивов окраинно-континентальной зоны, поле II – массивам из континентальной зоны. Оба поля соответствуют разным трендам, которые показаны сплошными линиями. Челябинские гранодиориты из юго-восточной континентальной зоны обычно не принадлежат полю II

РЕСТАВРАЦИЯ ТЕРМАЛЬНОГО РЕЖИМА ОРОГЕНА

Изложенные выше особенности уральского магматизма позволяют оценить термальный режим орогена на разных стадиях его эволюции. Эти оценки, естественно, касаются только тех горизонтов, где происходило магмообразование, т. е. верхней мантии и нижней коры.

Котектический анализ магматических пород позволяет примерно оценить *P–T*-условия магмообразования на разных этапах эволюции магматизма. «Сухие» (габбро-нориты) и «водные» (роговообманковые) габброиды разного возраста и из разных структурно-формационных зон Урала отвечают по валовому химическому составу двупироксен-плагиоклазовым котектикам при близком давлении – соответственно 15 и 14 кбар; давление водного анатексиса, продуктами которого являются тоналиты и гранодиориты, составляет 9–7 кбар, а водные пермские граниты соответствуют котектике при 5 кбар. Эти данные дают основание для оценки примерной минимальной глубины области мантийного магмообразования в 50–60 км, а корового – в 35–20 км. Такие самые общие оценки подтверждаются на конкретных объектах, которые рассмотрены в соответствующих главах.

Надсубдукционная природа магматизма Уральского подвижного пояса требует хотя бы краткой характеристики палеозон субдукции, которые в

современной структуре представляют собой сутуры, сложенные в основном серпентинитовым меланжем. Суммируя данные по геологической истории Урала (Формирование…, 1986; Язева, Бочкарев, 1998; Пучков, 2000, 2010), можно отметить несколько разновозрастных зон палеосубдукции. Две из них, сопряженные с зоной Главного Уральского разлома, контролировали мантийный магматизм островодужного типа Тагильской (время функционирования 460–400 млн лет назад) и Магнитогорской (400–330 млн лет назад) мегазон. С расположенными восточнее Серовско-Маукской (380–290 млн лет) и Алапаевско-Сухтелинской (360–290 млн лет) сутурами связан окраинно-континентальный мантийно-коровый магматизм северо-западного и юго-восточного мегаблоков. Эти зоны палеосубдукции имели восточное падение, что подтверждается наличием четкой геохимической зональности, подобной той, что свойственна современным надсубдукционным магматитам. Существуют представления о наличии зон палеосубдукции с западным падением (Пучков, 2000), сутуры которых располагаются в Зауралье. Эти разновозрастные и активные зоны субдукции на всей палеозойской геологической истории орогена служили источником стагнированных плит, которые не только меняли состав мантии под Уралом и охлаждали ее, но и служили постоянным источником воды. Последняя определяла магматическую активность и сам тип уральского магматизма.

Роль стагнированных плит подробно рассмотрена для Западно-Тихоокеанской треугольной зоны (ЗТТЗ), включающей территорию Индонезии, Филиппин и южной оконечности Азии, и представляющей собой часть будущего суперконтинента. Термальная активность этой зоны рассмотрена S. **Maruyama с соавторами (2007), которые показали, что мантия ЗТТЗ от** верхней границы до подошвы самая холодная на Земле. Тем не менее ЗТТЗ – наиболее активная магматическая зона планеты. Авторы объясняют это противоречие влиянием воды, которая даже в экстремально малых количествах определяет тип и интенсивность магматизма. По их данным, добавление 0.1 мас.% воды понижает температуру плавления на 200°К по сравнению с сухими условиями на глубине 200 км, а добавление 0.2 мас.% воды – на 500°К. Что касается вязкости, то введение 100–1000 **ppm воды в оливин** уменьшит вязкость на два порядка по сравнению с сухими условиями. Термальная структура ЗТТЗ, по мнению авторов, контролируется захороненными в процессе субдукции плитами, которые охлаждали мантию и служили источником воды. Ситуация в Уральском палеозойском эпиокеаническом орогене, спаявшем Восточно-Европейский и Азиатский кратоны, во много сходна с описанной для ЗТТЗ.

Выявленные особенности уральского палеозойского магматизма позволяют оценить *P*–*T*-параметры верхней мантии и коры в процессе эволюции подвижного пояса. Условия мантийного магмообразования в интервале 450–400 млн лет назад, происходящего на глубине около 50 км, позволяют определить температуру верхней мантии. Во время массового маловодного базитового магматизма (460–430 млн лет назад) она составляла 1300–1100 °С, во время преимущественно водного магматизма (425–400 млн лет назад) – 1100–900 °С (рис. 11.19).

P–*T*-параметры водного анатексиса роговообманковых габброидов (375–310 млн лет), продуктами которого были тоналиты и гранодиориты, составляли 7–9 кбар и 800±50 °С, определяя тем самым температуру нижней коры на глубине 25–30 км. Следующий этап водного анатексиса тоналитов и гранодиоритов, приведший к массовому гранитообразованию (290–250 млн лет назад), происходил при давлении около 5–6 кбар и температуре 700±50 °С на глубине около 20 км. Поскольку области анатексиса ограничены ареалами развития ГТГГ и гранитных массивов, то вне их температура на соответствующих глубинах не превышала 600–650 °С, т. е. была ниже температуры водного гранитного солидуса (см. рис. 11.19).

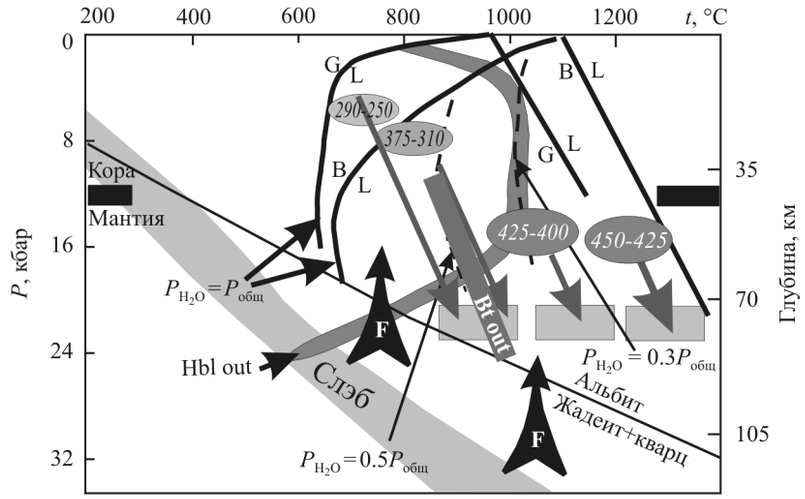


Рис. 11.19. Схема *P*–*T*-условий палеозойского магмообразования в Уральском орогене.
Светло-серая полоса – верхняя часть субдуцируемой «горячей» плиты, координаты по данным S.C. **Ponko, S.M. Peacock,** (1995); сплошные линии с индексами B/L и G/L – сухой и водный солидусы базальта и гранита соответственно, штриховые линии – солидус базальта при $P_{H_2O} = 0.5P_{общ}$ и $P_{H_2O} = 0.3P_{общ}$ (по многочисленным лит. источникам). Границы устойчивости амфибола – по данным Т. **Rushmer (1991), биотита – N. Le Breton, A.B. Thompson (1988). Овалами отмечены области** магмогенерации на разных стадиях эволюции орогена, внутри овалов указан возраст, млн лет. Серые прямоугольники, соединенные стрелками с областями магмогенерации, – примерные температуры верхней мантии на глубине 80 км на главных магматических этапах при адиабатическом переносе тепла флюидом, генерированным в результате дегидратации субдуцируемого слэба. Стрелки с буквой **«F» показывают направление флюидных потоков из дегидратируемого** субдуцируемого слэба

В случае адиабатического переноса тепла флюидом минимальные температуры верхней мантии Уральского надсубдукционного эпиокеанического подвижного пояса на глубине около 80 км можно предварительно оценить следующим образом: 450–425 млн лет назад – 1300±100 °С, 425–400 млн лет назад – 1100±100 °С, 375–250 млн лет назад – 900±100 °С.

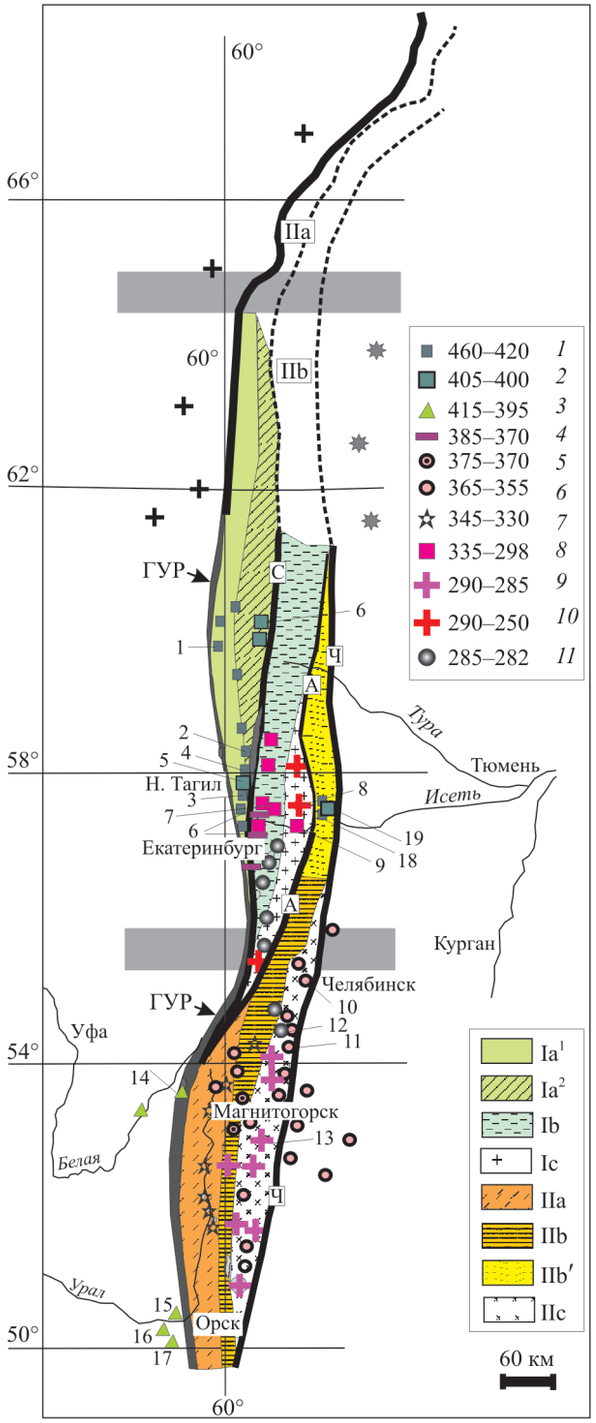
Намеченные генеральные *P*–*T*-параметры палеозойской эволюции подвижного пояса нарушались такими событиями, как раннекаменноугольное рифтообразование, с которым связано формирование вулканоплутонических габбро-гранитоидных и базальт-риолитовых серий в Магнитогорской мегазоне (330–345 млн лет назад) и Валерьяновской зоне Зауралья (320–335 млн лет назад), и возникновение континентальных дуг, сопровождавшееся формированием кольцевых монцодиорит-гранитоидных интрузивов (335–330 и 285 млн лет назад). Эти события приводили к разрыву сплошности мантии и коры, падению давления и магмообразованию.

Преобладание водного типа магматизма свидетельствует о том, что температура верхней мантии и коры Уральского орогена была на 150–200 °С ниже, чем в окружающих океанических и континентальных областях. По этому параметру Уральский ороген сходен с Западно-Тихоокеанской треугольной зоной и относится к орогенам «холодного» типа. Особенности уральского магматизма могут быть использованы для идентификации подобных орогенов.

О ПОПЕРЕЧНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ УРАЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Новые геохимические и изотопные данные позволяют вернуться к анализу старых представлений о широтной блокировке Урала, высказанных еще в 1958 г. И.И. Горским и поддержанных впоследствии такими знатоками Урала, как геологи И.Д. Соболев, М.С. Рапопорт, Г.Ф. Червяковский и геофизики Б.В. Дорофеев, Н.Г. Берлянд и др. (Кременецкий и др., 2010). Наиболее детально изучена широтная структура, центральная часть которой показана серой полосой в районе между 55 и 56° с.ш., области наибольшего сжатия Уральского подвижного пояса (рис. 11.20). Обоснованию выделения этой широтной структуры, разделяющей Среднеуральский и Южноуральский фрагменты Уральского подвижного пояса, посвящено большое количество геофизических и геологических исследований (Левин и др., 1997; Рапопорт, Рудица, 1998; Золоев и др., 2003; см. также ссылки на лит. источники в этих работах). Материалы данной монографии наглядно подтверждают ее существование. На рис. 11.20 показано большинство имеющихся достоверных определений изотопного U–Pb-возраста циркона из главных интрузивных массивов Южного и Среднего Урала, упомянутых в этой книге. Все возрастные и генетические группы магматических пород разделяются названной широтной зоной. Это означает наличие больших различий в глубинном строении и геологической истории, часть которых рассмотрена выше, а часть следует по-прежнему исследовать разными геофизическими методами. По-видимому, природу границы раздела можно определить как след трансформного разлома.

Еще одна крупная широтная граница раздела расположена между 64 и 65° с.ш. (Кременецкий и др., 2010). Она отделяет Полярноуральский фрагмент от остальной части Урала и отличается не субмеридиональным, а северо-восточным простиранием всех геологических структур. Рассмотрение этого фрагмента не входит в задачу настоящей работы, но очевидные отличия его магматизма от такового Среднего и Южного Урала (Душин, 1997), вероятно, объясняют металлогеническую специфику этого региона и малую перспективность на традиционные для Урала полезные ископаемые.



11.20. Схема тектономагматического районирования Среднего и Южного Урала.

Ia–c и IIa–c – см. на рис. В.1. Жирные линии – тектонические швы, разделяющие крупные структуры Урала: Главный Уральский разлом (ГУР), Серовско-Маукский (С), Алапаевский (А), Челябинский (Ч). *Массивы*: 1 – Кытлымский; 2 – Кушвинский; 3 – Тагильский; 4 – Волковский; 5 – гора Ермакова; 6 – Верхисетский; 7 – Шарташский; 8 – Адуйский; 9 – Каменский; 10 – Челябинский; 11 – Чернореченский; 12 – Степнинский; 13 – Джабыкский; 14 – Нуралинский; 15 – Хабарнинский; 16 – Великовский; 17 – Кемпирсайский; 18 – Рефтинский; 19 – Хомутинский. *Интрузивные массивы разного возраста*: *1* – габбро, габбро-гранитоидные и габбро-сиенитоидные серии ТМЗ; *2* – габбро-гранитоидные серии ТМЗ; *3* – расслоенные интрузивы, ассоциированные с офиолитами; *4* – Hbl-габбро, ранние члены ГТГГ-массивов северо-западного мегаблока; *5* – Hbl-габбро, ранние члены ГТГГ-массивов юго-восточного мегаблока; *6* – гранитоиды ГТГГ-массивов юго-восточного мегаблока; *7* – магнитогорская габбро-гранитоидная серия; *8* – гранитоиды ГТГГ-массивов северо-западного мегаблока; *9* – граниты юго-восточного мегаблока; *10* – граниты северо-западного мегаблока; *11* – монцодиорит-гранитные массивы

CONCLUSION

The main stages of the Paleozoic Uralian magmatism of subduction and collisional types can be established as follows: 460–420, 415–395, 405–400, 365–355, 345–330, 320–315, 290–250 Ma. These stages coincide with peaks of magmatic activity within the Uralian-Mongolian folded belt and Variscides of the Europe, and also with variation of the Sr isotope composition in the Paleozoic sea water (Veazer et al., 1999), what points to the connection of the Uralian magmatism with global tectono-magmatic activity (fig. 11.2).

There is a clear regularity in development of the Paleozoic magmatism, which consists in change of the mantle Late-Ordovician – Middle-Devonian magmatism (460–380 Ma) by the mantle-crustal Late-Devonian – Carboniferous (365–315 Ma), and the latter – by the crustal granitic magmatism of Permian age (290–250 Ma). The composition of magmatic rock series and the position of magmatic source region in the section of lithosphere changed concomitantly during the orogen development (fig.11.3). The magmatic source, in particular, moved from mantle wedge (depth 80–100 km, 15–30 kbar) till crust area (depth 20–30 km, 5–8 kbar). The thickness of crust grows and the roots of mountains sunk into zone of the possible partial melting. All age groups of magmatic rocks are evolutionally connected and represent a single row of orogenic magmatism in the broad sense.

The mantle Late Ordovician – Middle Devonian magmatism is represented by volcanic-plutonic associations. Apart of the ophiolites, which are usually interpreted as derivatives of oceanic crust obducted onto continental structures, the magmatic intrusive associations form three main groups: dunite-clinopyroxenite-gabbro, gabbro complexes and gabbro-granitic complexes. The former are confined to the Platinum-bearing Belt, whereas the two later are found all over the orogen. A composition of initial magma for most associations corresponds to mafic. The contents of major and trace elements in different types of gabbro are shown in tables 1.3, 1.5, 1.11, 3.1, 3.2, 3.4, 3.6. Rare element patterns possess the geochemical features of typical subduction-related formations: negative anomalies of Nb, Ti, Zr, and positive anomalies of Ba and Sr.

The geochemical features can indicate that the magmatic source of gabbro magmas was represented by the metasomatized mantle wedge. The most expected composition of rocks in the magma source area corresponds to wehrlite.

The important feature in the evolution of the basic intrusive mantle magmatism consists in the replacement of the low-water magmas (essentially gabbro-noritic series) by water-rich ones (hornblende gabbro). The chemical composition of gabbro-norires and following hornblende gabbro is similar (see for example tabl. 1.3) thus indicating that the magmatic sources were also similar, and that the differences in mineralogy resulted from water content. Differentiation during crystallization plays a leading role in the evolution of the water-poor gabbro-norites, whereas different grades of anatexis are primarily responsible for the chemical variations seen in the water-rich hornblende gabbros. In the Uralian Platinum belt, U–Pb zircon

crystallization age of the labradorite gabbro-norites forming large massifs, is close to 440 Ma and the age of hornblende gabbros is close to 430–420 Ma. Approximately such break in time is established between gabbro-norites of the East-Khabarny massif and their hornblende equivalents – 415 и 405–400 Ma respectively (chapters 1 and 3).

Volcanic series evolve in a similar way. Essentially tholeiitic “low-water” basalts are changed to bimodal basalt-rhyolite and continuously- differentiated basalt-andesite-dacite-rhyolite rock series of calc-alkaline type derived from a water-rich magma. In the Tagil volcanic megazone this change occurs close to the Middle Silurian (430–420 Ma), i.e. at the same time as in Platinum-bearing Belt. In the Magnitogorsk megazone, south Urals, water-rich magmatism changes to a water-poor one at about 400 Ma, i.e. at the same time as in the Khabarny massif.

The chemical composition of intrusive rocks changes due to fractional crystallization of an initial magma of basaltic composition (Fershtater, 1987). This permits to suggest that the observed sequence of series in the cycle also depends on the evolution of a common magma chamber. In the course of evolution of both the Tagil and Magnitogorsk volcanic zones K_2O content in the corresponding rocks of the younger series increases, whereas La/Yb ratio and K/Rb ratio-decreases. This reflects the main role of fractional crystallization mechanism in the rock series evolution. Such mechanism, as already noted, applies to most granitic rocks in Pre-Late Devonian magmatic associations.

A particular genetic group of mantle intrusions is closely associated with obducted mantle tectonites (apoharzburgite serpentinites). Their genesis is connected, in our opinion, with the breakdown of the slab because of obduction, accompanyed by the subduction of the oceanic lithosphere. Such decompression areas create ideal conditions for partial melting of the mantle. Intrusion of such magmas gives rise to layered intrusions and accompanying them spessartite dike swarms. In the southern Urals, zircon age of layered intrusions and metamorphism of the amphibolite grade, accompanying these intrusions, is about 400 Ma.

The typical presence of Proterozoic xenogenic zircons in gabbros and basalts from the Tagil megazone suggests that during the Ordovician-Silurian a block of Pre-Uralian basement, possibly from the East European craton, existed above the 25 to 40 km deep mantle wedge. The principle deposits of iron and copper from the Uralian metallogenic zone are associated with this series of mantle-derived igneous rocks.

The mantle Pre-Late Devonian magmatic bodies are located generally in linear structures, while younger magmatic rocks are placed linearly as well as areal. Appearance of the new type of intrusive massifs localization reflects the cardinal reconstruction in tectonic regime of the Urals occurring by the end of Devonian time. At that time the island-arc development of the Urals was mostly finished and the orogen became the eastern margin of Laurussia continent (Puchkov, 2010). This event marks the onset of wide-scale granitic magmatism of the Uralian orogen and represents, therefore, one of the cornerstones of the evolution of the Uralian magmatism.

Mantle-crustal and crustal magmatism (365–250 Ma) in the Urals belongs mainly to the water-rich type. The initial water content was about 3 wt.% in the mafic magmas, and about 7–8 % in the granite magmas. Mantle-crustal associations are gabbro-tonalite-granodiorite-granite (GTGG) rock series in which the mafic mantle

component is represented by hornblende or biotite-hornblende (Bt–Hbl) gabbros, whereas granitic rocks are mostly the products of partial melting of these gabbros. Melting is carried out within the island arc or continental crust. The main chemical features of granitic rocks from some GTGG massifs are shown in tables 4.3, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8.

The largest intrusive massifs with complex rock composition and structure represent long-term endogenous activity centers which functioned for a time comparable with the duration of geological periods, and in some cases longer. So, Verkhisetsk massif was formed in the interval of 370–290 Ma. In the Southern Urals (in the South-East megablock) zircon age of tonalites and granodiorites predominating in all massifs is 360–355 Ma, in the Middle Urals (in the North-West megablock) – 320–315 Ma. Each magmatic episode is enough short and compared with the accuracy of Zr dating but the whole time of massif formation is prolonged.

This long period of formation of such massifs is caused by its complex mechanism of generation in which the following steps can be distinguished: 1) the intrusion of water-rich basic magma, 2) partial crystallization of hornblende or biotite-hornblende gabbro, the enrichment of residual melt by water, 3) spontaneous partial melting of gabbro with the formation of tonalite – granodiorite melt (automigmatization), 4) intrusion, crystallization and fractionation of this secondary melt, 5) partial melting of tonalites and granodiorites with formation of a granitic melt and its crystallization. The K_2O content in granitic rocks being produced by partial melting of Bt-Hbl gabbro is usually less than in this gabbro (fig. 4.15). Water-rich anatexis took place in the stability field of hydrous minerals such as biotite and hornblende. This is the reason why anatectic granite melts generated in that way are depleted in potassium compared to basic substratum where the majority of this element is concentrated in biotite.

Rock sequences generated by differentiation are characterized by the continuous increase of SiO_2, whereas the rock sequences formed by progressive anatexis show many breaks in this pattern. In both cases the constancy or slight increase of initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ in the age sequence of rocks (fig. 11.16) for each given series is caused by the evolution of a single protolith. It is noteworthy that both the mantle and mantle-crustal GTGG series show a marked polarity in initial $^{87}Sr/^{86}Sr$, which increases from west to east.

This polarity across the volcanic arc is even more clearly manifested in the tonalites and granodiorites, in which the content of incompatible trace elements increases from west to east (fig. 11.17). Such accross-arc isotopic and geochemical zoning is determined by above-subduction nature of the complexes, and reflects the eastern dip of subduction zones during the Devonian and Carboniferous. The accross-arc polarity in the Urals is similar to the one observed above subduction zones deeping from the ocean to the continent in the modern island arcs and active continental margins.

Besides of the multi-age GTGG plutons, gabbro-granite and monzodiorite-granite series with short interval of formation are widespread in the Urals. The gabbro-granite rock series are related to above-subduction rifts, while the monzodiorite-granite series belong to continental arc structures manifested as shear zones. The age interval of their formation usually falls in the limits of accuracy of analytical methods for isotopic dating. Thus, the age range of formation of the Magnitogorsk

gabbro-granite massif according to U-Pb (SHRIMP) dating of zircons is 335–340 Ma. Sm–Nd and Rb–Sr age of the same massif fall into the 335–330 Ma interval. For rocks of Stepninsk monzodiorite-granite massif the age determined by U–Pb (zircon), Rb–Sr and Sm–Nd methods is 283 ± 2 million years at $^{87}Sr/^{86}Sr_{283Ma} = 0.70488 \pm \pm 0.000131$; $(Nd)_{283Ma} = -0.79 \pm 0.49$ (Bea et al., 2005). This feature seems to be caused by the predominance of a single process of rock series genesis – crystal fractionation, probably deformation-driven, which occurred in a short period of time. Remarkably, most of economic gold deposits of the Urals are associated to GTGG massifs.

Crustal magmatism of Permian age is mainly granitic and belongs to the water-rich type. The massifs of these rocks are mainly concentrated in paleocontinental zones (fig. B.1), and connect with the previous D_3–C GTGG complexes, in the same way that the last in its turn are genetically related to the O_2–D_2 magmatic stage. The bodies of gabbro, tonalites and granodiorites are common in granite massifs. Such bodies were eventually isolated into a separate complex during the Upper Devonian. The abundance of enclaves of GTGG rocks is probably due to the fact that most of the Upper Devonian granitoids represent a substrate of the Permian granites. Pre-Cambrian basement can be recognized in the magmatic source of the granites in some cases.

The large and multiphase Adui pluton (tabl. 6.4) accompanied by rare-metal ore mineralization is a good example. Detailed study of zircons from the granites show grains with a complex structure that reflects the history of rock. The core of these grains is crystalline, highly cathodoluminescent and has low contents of U and other trace elements, while the outer zones are composed of partly metamict zircon with a high U content (fig. 6.8, 6.9). Zircon geochronology provides insight into the complex history of the Adui granitic pluton with two peaks of magmatic activity: ~290 Ma and 255–260 Ma. It may be suggested that the first episode was related to a melt segregation as a result of migmatization of granodiorite and tonalite of the Kamensk GTGG pluton that remained hot by that time and readily experienced partial melting. The second episode pertains to the melting of the pre-Paleozoic metamorphic basement. A period of 30–35 Ma was taken to heat this basement up to the temperature necessary for generation of granitic magma.

Most granites of the Urals have low values of initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio (0.7043–0.7049) and positive Nd_{290} (0.8–1.6). The hornblende gabbros and granitoids of GTGG complexes represent the newly formed crust of the Urals orogen and substratum for such granites. This assumption is supported by the presence of numerous enclaves of these rocks in the granites, as mentioned above.

As a whole, enclaves in igneous rocks of the Urals: restites, xenoliths, autoliths, relics of synplutonic dikes reflect important features of their genesis and provide additional information on the substrate, the processes of generation and intrusion of magmas, and conditions of their formation. The main features of composition of the enclaves in igneous rocks of the Urals are the following.

1. The autoliths, being the predominant type of inclusions, are the products of series self-development, whose composition varies from gabbro and diorite to granodiorite i.e. is always more fine-grained and melanocratic than enclosing rock. As a rule, autoliths contain hornblende as femic mineral.

2. Restites are widespread among the granitoids. They usually represent migmatized hornblende gabbros, quartz diorites and granodiorites. Metagreywackes

and metapelites, usually also migmatized are also found, but less frequently than the metaigneous retistes.

3. Xenoliths are represented by country rocks often transformed into hornfels. Xenoliths of deeper crustal levels are mainly hornblende gabbro and amphibolite. Granulite xenoliths are extremely rare, apparently due to the transformation of anhydrous mineral assemblages inside water-rich melts.

4. In the igneous rocks of the Urals, primitive mantle xenoliths are absent. Ultramafic rocks forming inclusions in gabbros and granitoids represent the country rocks (serpentinites or talc-carbonate metasomatites replacing them, clinopyroxenites, hornblendites).

A brief overview of the main features of the Uralian magmatism makes possible to identify the following sequence of dominant substrates: 1) metasomatized mantle wedge mainly of wehrlite composition, 2) hornblende gabbros, 3) tonalites and granodiorites. The latter two groups of rocks dominate the composition of the newly-formed crust, originated during evolution of the orogen.

The role of Pre-Paleozoic basement in the substrate of igneous rocks of the Urals deserves a special consideration. As noted, the main volcanic zone of the Urals, the Ordovician-Silurian Tagil megazone, lies on Pre-Paleozoic basement, represented mainly by the rocks of the East European craton. During the Upper Devonian, when the continental-margin gabbro-tonalite-granodiorite magmatism started (360 Ma), the Pre-Paleozoic basement was destroyed and remained in relatively small fragments not exerting significant impact on later magmatism.

A young crust of island-arc type already formed in the course of development of the orogen, appears as the crust magma source and a crust contaminant. It is still possible to detect the influence of the ancient basement in the earliest rocks of Late-Devonian tonalite-granodiorite massifs while in the younger rocks it is practically undistinguisheble. In particular, the Late-Devonian GTGG massifs of the South-Eastern megablock with the age of about 360 Ma have significantly higher initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio (more than 0.705) compared with the Carboniferous (320 Ma) rocks of approximately the same composition from the North-West megablock, where the value of $^{87}Sr/^{86}Sr$ is less than 0.7045 (fig. 11.16). Newly-formed crust becomes the main source of crustal magmatic complexes at the late stage of the orogen evolution. Very low initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio for the most part of Permian collision granites in the Southern and Middle Urals can be explained by the destruction of Pre-Paleozoic basement and formation of the new crust, which was the magmatic source for the most part of granites (fig. 7). It is common that more mafic rocks (for example, monzodiorites and granosyenites) associated with granites in a single pluton have rather higher $^{87}Sr/^{86}Sr$ (fig. 11.15), which reflects the influence of blocks of ancient crust, preserved at a large depth.

Oceanic lithosphere almost did not participate in the Post Middle-Ordovician magmatism. Oceanic magmatic rocks preserved in the Urals as ophiolite complexes are situated in allochthonous terranes and do not represent orogenic magmatism properly. The oceanic lithosphere is unlikely to be a substratum for the majority of magmatic rocks, as reflected by the composition of the restitic, xenogenic and magmatic zircons from Paleozoic magmatites of the Urals (fig. 10.12).

The distinctive features revealed in Paleozoic magmatism in the Urals make it possible to evaluate the *P–T* parameters of the upper mantle and crust during the evolution of the mobile belt. “Dry” (gabbronorites) and “hydrous” (hornblende gabbroids) gabbroids of various age and different structural setting (tectono–stratigraphic zones) in the Urals correspond to the bulk composition of two pyroxene–plagioclase cotectics under similar pressures of 14–15 kbar. These data provide insight into the setting of the generation of water poor and water rich basic magmas in the mantle at 450–400 Ma. The thermal regime of the derivation of the parental melts of Ural gabbroids was controlled by the temperature of upper mantle levels. During the intense generation of water poor basic magmas at 450–430 Ma, this temperature was 1300–1100 °C and decreased to 1100–900°C when the predominantly water–rich melts were derived at 425–400 Ma (fig. 11.18).

The *P–T* parameters of hydrous anatexis of the hornblende gabbroids (375–310 Ma), which produced tonalites and granodiorites, were 7–9 kbar and 800 ± ± 50 °C. The next impulse of hydrous anatexis of the tonalites and granitoids that resulted in the derivation of large volumes of granites at 290–250 Ma occurred under pressures of 5–6 kbar and temperatures of 700 ± 50 °C. Inasmuch as the region of anatexis is restricted to the areas of GTGG and granite massifs, the temperatures outside these areas at the same depths did not exceed 600–650 °C, i.e., the temperature of hydrous granite solidus. In a situation of adiabatic heat transfer with fluid, the minimum temperature in the upper mantle in the Ural mobile belt at a depth of approximately 80 km can be evaluated as follows: 1300 ± 100 °C at 450–425 Ma, 1100 ± 100 °C at 425–400 Ma, and 900 ± 100 °C at375–250 Ma (fig. 11.18).

The predominance of the hydrous type of magmatism testifies that the temperature in the upper mantle and crust beneath the Ural orogen was 150–200 °C lower than in the neighboring oceanic and continental areas. All the above permits to determine the Ural orogen as “cold” in accordance with the terminology of S. Maruyama et al. (2007). It can be expected that similar orogens have parameters of magmatism close to the Uralian one. The cold state of the Ural deeps is characterized by minimal heat flow to the present day.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авченко О.В., Дербеко В.М., Чубаров В.М. О зональности гранатов // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980. № 11. С. 72–80.

Альпинотипные гипербазиты Урала / К.К. Золоев, Д.С. Штейнберг, И.С. Чащухин и др. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1985. 66 с.

Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Ерохин Ю.В., Вилисов В.А. Хлорит в хромоплатиновых рудах Платиноносного пояса Урала: особенности состава и парагенезисы // Зап. ВМО, 2001. № 2. С. 92–100.

Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра, 1987. 152 с.

Борисенко Л.Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М.: Наука, 1966. 222 с.

Бородаевский Н.И. Кочкарское золоторудное месторождение // Геология главнейших месторождений СССР. М., 1952. Т. III. С. 269–413.

Бородин Л.С. Петрология тоналит-гранитной серии Верхисетского массива, Средний Урал // Петрология, 1994. Т. 2, № 6. С. 609–622.

Бушляков И.Н., Баженов А.Г. Геохимия галогенов в гранитоидах и метаморфитах Ильменогорского комплекса. Препринт. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 74 с.

Бушляков И.Н., Соболев И.Д. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. М.: Наука. 1976. 338 с.

Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1986. 190 с.

Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 202 с.

Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 238 с.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U–Pb-изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001. Т. 42, № 8. С. 1157–1178.

Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., Мардиросьян А.Н. Типы платиново-металльного оруденения и их генетическая сущность // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург, 1995. С. 38–55.

Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М., 1962. 320 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР. Вып. 65).

Вотяков С.Л., Бородина Н.С., Прибавкин С.В. и др. Мессбауэровское исследование железа в минералах околорудной зоны Кусинского ильменит-магнетитового месторждения (Южный Урал) // Геохимия, 2005. № 12. С. 1248–1296.

Вотяков С.Л., Чащухин И.С., Уймин С.Г., Быков В.Н. Оксибарометрия хромитоносных ультрамафитов (на примере Урала). 1. ЯГР-спектрометрия хромшпинелидов и проблемы оливин-хромшпинелевой геотермометрии // Геохимия, 1998. № 8. С. 791–802.

Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале // Тр. Геолкома. Нов. сер. СПб., 1913. Вып. 62. 694 с.

Готтман И.А., Пушкарев Е.В. Геологические данные о магматической природе горнблендитов в габбро-ультрамафитовых комплексах урало-аляскинского типа // Литосфера, 2009. № 2. С. 78–86.

Готтман И.А., Пушкарев Е.В. Петрология и возраст амфибол-клинопироксеновых меланогаббро из молодой клинопироксенит-габбро-горнблендитовой серии Кытлымского массива (Северный Урал) // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН, 2010. Вып. 157. С. 116–121.

Готтман И.А., Пушкарев Е.В., Кудряшов Н.К. О верхней возрастной границе формирования дунитов восточно-хабарнинского габбро-ультрамафитового комплекса на Южном Урале по данным U–Pb-возраста цирконов из жильных горнблендитов // Докл. АН, 2011. Т. 438, № 2. С. 217–221.

Грабежев А.И. Sr–Nd–C–O–H-изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера, 2009. № 6. С. 66–89.

Гусев А.И. Эталон синюхинского золотоносного габбро-гранитного комплекса (Горный Алтай). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. 208 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 1994. 298 с.

Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С. Эклогиты и глаукофановые сланцы в сланцевых поясах. Новосибирск: Наука, 1989. 236 с.

Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Попов Б.А. и др. Строение верхней части литосферы и особенности минерагении Урала // 28-я сессия МГК. Докл. сов. геологов. М., 1989. С. 114–124.

Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 214 с.

Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 356 с.

Зинькова Е.А. Геохимия, история формирования и петрогенезис Верхисетского батолита, Средний Урал: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1997. 24 с.

Зинькова Е.А., Азовскова О.Б., Ферштатер Г.Б. Проявление высокобарического метаморфизма в Сысертском блоке (Средний Урал) // Ежегодник-2004. Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2005. С. 52–55.

Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б., Родионов Н.В. U-Pb-цирконовый возраст диоритов чусовской серии Верхисетского массива (Средний Урал) // Докл. АН СССР, 2009. Т. 425, № 1. С. 72–75.

Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.

Золоев К.К., Булыкин Л.Д. Металлогеническая характеристика гипербазитовых комплексов Урала // Магматизм, метаморфизм, рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974. С. 82–91.

Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: УКСЭ, 2003. 336 с.

Иванов К.С. Развитие Сакмарской зоны Южного Урала в ордовике // Докл. АН СССР, 1988. Т. 299, № 1. С. 428–431.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.

Иванов К.С., Смирнов В.Н., Лепихина О.П. О возрасте формирования Ключевского ультраосновного массива Урала // Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН, 2009. Вып. 156. С. 258–260.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во УРГУ, 1997. 328 с.

История развития Уральского палеоокеана / Под ред. Л.П. Зоненшайн. М.: Изд-во Ин-та океанологии, 1984. 188 с.

Каретин Ю.С. Тагильский прогиб как типовая эвгеосинклинальная зона Урала // Типы магматизма Урала. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1987. С. 62–72.

Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 276 с.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

Коробков В.Ф., Новиков И.Н., Федоров В.И. Кемпирсайская офиолитовая ассоциация // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск, 1988. С. 56–74.

Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 132 с.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 148 с.

Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Возраст, морфология, геохимические особенности цирконов из базитов Урала (офиолиты и Платиноносный пояс) и ассоциированных с ними кислых пород // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. X чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург, 2004. С. 211–216.

Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Цирконовая геохронология мурзинского метаморфического комплекса (Средний Урал) // Докл. РАН, 2005. Т. 404, № 3. С. 407–410.

Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. О геохимии цирконов из габбро и ассоциированных с ними плагиогранитоидов Урала // Прикладная геохимия, 2005. № 7. Т. 1. Минералогия и геохимия. М., 2005. С. 116–136.

Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Докембрий в Главном гранитном поясе Урала (кожубаевский комплекс) // Докл. РАН, 2006а. Т. 408, № 3. С. 370–374.

Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Полигенные цирконы Адуйского батолита (Средний Урал) // Докл. РАН, 2006б. Т. 410, № 2. С. 244–249.

Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконы из магматитов Тагильской и Магнитогорской зон как основа их возрастных и корреляционных соотношений // Ежегодник-2005. Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2006в. С. 276–283.

Краснобаев А.А., Беа А., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Полихронность цирконов габброидов Платиноносного пояса Урала и проблема докембрия Тагильского мегасинклинория // Докл. РАН, 2007. Т. 413, № 6. С. 785–790.

Кременецкий А.А., Морозов А.Ф., Ферштатер Г.Б., Бескин С.М. Инновационная технология переоценки ресурсного потенциала региональных геологических структур на примере мегапроекта «Урал промышленный – Урал Полярный» // Разведка и охрана недр, 2010. № 5. С. 36–41.

Крук Н.Н., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Тимкин В.И. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки проявления гранитоидного магматизма повышенной щелочности в Горном Алтае // Мат-лы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб., 2009. С. 283–285.

Куйбида М.Л. Петрология плагиогранитоидов Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2009. 16 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.

Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Рифтогенный и внутриплитовый магматизм, соотношение с «горячими» и «холодными» полями мантии // Геология и геофизика, 2003. Т. 44, № 12. С. 1270–1279.

Левин В.Я. Щелочная провинция Ильменских – Вишневых гор. М.: Наука, 1974. 222 с.

Левин В.Я., Ронеисон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.

Ленных В.И. Эклогит-глаукофан-сланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.

Лепезин Г.Г., Королюк В.Н. Типы зональности в гранатах // Геология и геофизика, 1985. № 6. С. 71–79.

Литвиновский Б.А., Шадаев М.Г., Занвилевич А.Н. Синплутонические долеритовые дайки в гранитоидах известково-щелочной серии (Забайкалье) // Геология и геофизика, 1991. № 9. С. 29–37.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. 142 с.

Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал) Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 164 с.

Маегов В.И. Вариации состава оливина в разрезе полосатой габбро-гипербазитовой серии Денежкина Камня и их петрогенетическое значение // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург, 1995. С. 10–21.

Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Первые результаты Sm–Nd-изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. XII чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург, 2006. С. 110–113.

Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала // Тр. Ин-та геологии. Свердловск, 1966. Вып. 79. 232 с.

Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижнетагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы // Тр. Ин-та геологии и геохимии. Свердловск, 1970. Вып. 84. 168 с.

Малахова Л.В., Чурилин Н.С. Базальтоидные гранитоиды и их комагматы в Тагильском прогибе (Средний Урал) // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972. Вып. 93. С. 33–75.

Малахова Н.П., Бушляков И.Н. Органические остатки в метаморфических породах, вмещающих Варламовский массив (Южный Урал) // Ежегодник-1976. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1977. С. 21–22.

Малич К.Н. Распределение элементов платиновой группы в ультрабазитовых интрузиях Алданского щита // Геохимия, 1990. № 3. С. 425–429.

Малич К.Н. Геохимия платиноносных ультрабазитов Феклистовского массива // Геохимия, 1995. № 12. С. 1729–1744.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 190 с.

Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю. и др. Изотопное датирование Сыростанского гранитоидного массива: вклад в изучение истории развития зоны ГУГР // Тез. докл. науч. конф. «Чтения А.Н. Заварицкого». Екатеринбург, 1998. С. 106–107.

Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 280 с.

Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В. Возраст и источники вещества ильменогорско-вишневогорского щелочного комплекса (Южный Урал): изотопные Rb–Sr-, Sm–Nd-, U–Pb- и Lu–Hf-данные // Докл. РАН, 2012. Т. 446, № 1. С. 71–76.

Обновленные схемы межрегиональной и региональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа / Под ред. В.Л. Хомичева. Новосибирск, 2007. 280 с.

Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Под ред. Г.Б. Ферштатера. Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.

Осипова Т.А., Каллистов Г.А., Баянова Т.Б. Возможные источники гранитоидных магм Челябинского плутона (Южный Урал) по изотопным U–Pb, Rb–Sr, Sm–Nd-данным: Мат-лы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2009. Т. 2. С. 68–71.

Осипова Т.А., Тевелев А.В., Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm–Nd- и Rb–Sr-возраст габброидных пород Джабыкского батолита (Южный Урал) // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 5. С. 670–675.

Осипова Т.А., Горожанин В.М., Гольцман Ю.В. и др. Sm–Nd и Rb–Sr-датирование высокобарических метагранитов в Восточно-Уральском поднятии (Юж. Урал) // Докл. РАН, 2006. Т. 406, № 4. С. 528–532.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971. С. 9–24.

Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.

Перчук Л.Л., Япаскурт В.О., Окай А. Сравнительная петрология алмазоносных метаморфических комплексов // Петрология, 1995. Т. 3, № 3. С. 267–309.

Петрология постгарцбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) // Под ред. Г.Б. Ферштатера и А.П. Кривенко. Свердловск, 1991. 158 с.

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. Вендский и силурийский этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала // Докл. РАН, 2010а. Т. 432, № 2. С. 220–226.

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маегов В.И. и др. Новые данные о составе и возрасте комплексов основания Тагильской палеоостроводужной системы // Докл. РАН, 2010б. Т. 432, № 4. С. 499–505.

Полтавец Ю.А. Обсуждение титаномагнетитового геотермометра Баддингтона-Линдсли на основе сравнительного анализа равновесий шпинелидов магнетитовой серии // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975. № 6. С. 63–72.

Попов В.С. Геологические обстановки формирования дунит-верлит-клинопироксенитовых ассоциаций: общие и специфические черты // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. XII чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург, 2006. С. 44–48.

Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm–Nd-возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Докл. РАН, 2006. Т. 409, № 1. С. 104–109.

Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий В.Б. Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb–Sr- и Sm–Nd-изотопные данные // Литосфера, 2003. № 4. С. 3–18.

Попов В.С., Изох Э.П., Ферштатер Г.Б. Корреляция герцинских интрузивных серий Южного Урала, Тянь-Шаня, Центрального Казахстана и юго-западного Алтая // Геология и геофизика, 1975. № 7. С. 60–71.

Прибавкин С.В., Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г.Б. Состав и U–Pb-возраст пород Березовского золоторудного поля (Средний Урал) // Литосфера, 2012. № 3. С. 136–145.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Пучков В.Н., Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б. Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала // Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР. 1986. С. 85–94.

Пушкарев Е.В. Петрология квазиплатформенной пироксенит-габбро-гранитной серии Кемпирсайско-Хабарнинского офиолитового комплекса (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1987. 22 с.

Пушкарев Е.В. Уктусский гипербазит-габбровый массив (Средний Урал) // Ежегодник-1990. ИГГ УрО АН СССР. Свердловск, 1991. С. 35–37.

Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хромоплатиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера, 2007. № 3. С. 28–65.

Пушкарев Е.В., Прибавкин С.В., Богатов В.И. и др. Геологические свидетельства трех стадий формирования клинопироксенитов и связанных с ними основных пород в Платиноносном поясе Урала // Ежегодник-2000. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2001. С. 85–89.

Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В. Новые данные об изотопном возрасте магматических пород Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона: геологические следствия // Ежегодник-2007. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2008. С. 277–285.

Пушкарев Е.В., Хазова Н.А. Комплекс паралельных диабазовых даек Хабарнинского массива: спрединг в условиях океанического хребта или островной дуги? // Ежегодник-1990. ИГГ. УрО СССР. Свердловск, 1991. С. 40–43.

Рапопорт М.С., Рудица Н.И. Неоднородности земной коры и верхней мантии Урала; приложение к тектонике и металлогении // Геология и металлогения Урала. Екатеринбург, 1998. С. 69–82.

Рапопорт М.С., Рудица Н.И., Ферштатер Г.Б. Тектономагматическое районирование Урала // Тез. докл. Второго Всерос. петрогр. совещ. Сыктывкар, 2000. С. 134–135.

Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1989. С. 107–109.

Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепехина О.П. Sr–Nd-изотопная геохимия и Sm–Nd-возраст Платиноносного пояса Урала, Россия // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях: Тез. докл. М., 1997. С. 300–301.

Руднев С.Н., Бабин Г.А., Пономарчук В.А. и др. Состав и возрастные рубежи формирования гранитоидов Западного Саяна // Литосфера, 2009. № 1. С. 23–46.

Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 68–100.

Рудные месторождения и физические поля Урала // Е.М. Ананьева, К.К. Золоев, Р.И. Лутков и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 296 с.

Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 172 с.

Русин А.И. Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции метаморфизма в полном цикле развития литосферы подвижных поясов: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2004. 46 с.

Русин А.И., Краснобаев А.А., Русин И.А. и др. Природа мафит-ультрамафитовых ассоциаций щелочной провинции Ильменских – Вишневых гор (Южный Урал) // Всерос. семинар «Геохимия магматических пород». СПб., 2008. С. 134–136.

Русин А.И., Никифоров О.В. Глаукофан-сланцевый метаморфизм Северного Урала // Ежегодник-1991. Тр. ИГГ УрО РАН. Свердловск, 1992. С. 64–66.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.

Савельева Г.Н., Суслов И.В., Ларионов А.Н. Вендские тектономагматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U–Pb-датирования циркона из хромититов // Геотектоника, 2007. № 2. С. 23–33.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.

Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Гранитоиды Южного Урала и проблема формирования гранитных поясов в складчатых областях. М.: Наука, 1988. 208 с.

Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 362 с.

Семенов И.В., Шилов В.А., Верховский А.М. О структурных и возрастных соотношениях рифтогенного комплекса параллельных базальтовых даек с габбро-гипербазитовыми массивами Платиноносного пояса Урала // Докл. АН СССР, 1978. Т. 243, № 1. С. 187–190.

Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.

Сколотнев С.Г., Бельтенеев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия // Геотектоника, 2010. № 6. С. 24–59.

Смирнов В.Н. К вопросу о формационной принадлежности Давыдовского массива (Средний Урал) // Ежегодник-1992. ИГГ УрО АН СССР. Свердловск, 1993. 48–50.

Смирнов Г.А., Мухина В.П., Смирнова Т.А. История Урала в среднем палеозое по данным палеогеографических исследований // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. Т. 1. С. 205–214.

Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век. Тр. Горно-геол. ин-та. Свердловск, 1961. Вып. 60. 84 с.

Смирнов В.Н., Чащухина В.А., Пушкарев Е.В., Ведерников В.В. О природе акцессорных гранатов в породах габбро-гранитоидных серий Урала // Докл. АН СССР, 1988. Т. 298, № 4. С. 256–259.

Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М: Наука,1964. 218 с.

Соболев Н.В., Шацкий В.С. Проблемы генезиса эклогитов метаморфических комплексов // Геология и геофизика, 1986. № 9. С. 3–11.

Соболев С.Ф. Петрология и геохимия базит-гипербазитовых формаций Уральской геосинклинали // Редкие элементы в формациях изверженных пород. М., 1975. С. 5–38.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Тр. Лаборатории геологии складчатых поясов. М., 2006. Вып. 4. 292 с.

Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 190 с.

Успенский Н.М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала // Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., 1952. С. 54–78. (Тр. ВСЕГЕИ).

Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия, 2008. № 9. С. 980–997.

Ферштатер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск: Ин-т геологии УФАН, 1966. 144 с.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

Ферштатер Г.Б. Дунит-клинопироксенит-габбровая формация Платиноносного пояса Урала – позднеордовикская субплатформенная вулканоплутоническая ассоциация // Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск, 1989. С. 55–64.

Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия, 1990. № 3. С. 328.

Ферштатер Г.Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизм // Геотектоника, 1992. № 6. С. 3–17.

Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера, 2001. № 1. С. 62–85.

Ферштатер Г.Б. Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Геология и геофизика, 2003. № 12. С. 1349–1364.

Ферштатер Г.Б. О природе силурийско-раннедевонских мафит-ультрамафитовых интрузивов, ассоциированных с офиолитами Южного Урала // Литосфера, 2004. № 4. С. 3–29.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия, 1996. № 5. С. 195–218.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Монтеро М.П. Анатексис базитов в зоне палеосубдукции и происхождение анортозит-плагиогранитной серии Платиноносного пояса Урала // Геохимия, 1998. № 8. С. 768–781.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С. и др. Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала // Геология и геофизика, 2002. Т. 43, № 1. С. 42–56.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. и др. Эволюция палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала // Литосфера, 2005. № 3. С. 57–72.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Скэрроу Д. Роговообманковые габбро Урала: типизация, геохимические особенности и петрогенезис // Геохимия, 2004. № 7. С. 707–728.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В и др. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия, 1999. № 4. С. 352–370.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Осипова Т.А., Шардакова Г.Ю. Минеральный состав и условия формирования высокобарических метагранитов (Урал) // Зап. ВМО, 2002. Ч. CXXXI, № 3. С. 1–22.

Ферштатер Г.Б., Гердес А., Смирнов В.Н. Возраст и история формирования Адуйского гранитного массива // Ежегодник-2001. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С. 146–150.

Ферштатер Г.Б., Котов А.Б., Смирнов С.В. и др. U–Pb-возраст циркона из диорита Нуралинского лерцолит-габбрового массива на Южном Урале // Докл. РАН, 2000. Т. 371, № 1. С. 96–100.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А. Обдукционный магматизм и сопряженная мигматизация (на примере Урала) // Литосфера. 2007. № 3. С. 66–85.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. История и геодинамические обстановки палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника, 2007. № 6. С. 52–77.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Интрузивный магматизм ранних стадий развития уральского эпиокеанического орогена: U–Pb-геохронология (LA ICPMS, NORDSIM, SHRIMP-II), геохимия, закономерности эволюции // Геохимия, 2009а. № 2. С. 150–170.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст цирконов из дунитов уральских массивов Платиноносного типа, петрогенетические следствия // Петрология, 2009б. № 5. С. 539–558.

Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Субвулканические ультрамафиты в Платиноносном поясе Урала // Зап. ВМО, 1990. Вып. 1, ч. 119. С. 51–62.

Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Нефелинсодержащие тылаиты в дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса Урала // Изв. РАН. Сер. геол., 1992. № 4. С. 74–84.

Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. и др. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // Геология рудных месторождений, 2010. Т. 52, № 1. С. 65–84.

Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.Д. Пироксениты Качканара. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1967. 84 с.

Фоминых В.Г., Хвостова В.П. Платина в уральских дунитах // Докл. АН СССР, 1970. Т. 191. С. 443–445.

Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. М.: Наука, 1986. 246 с.

Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 224 с.

Хомичев В.Л., Единцев Е.С., Кужельная Е.В. Эталон Хемчикского габбро-монцодиорит-сиеногранитового комплекса (Западный Саян). Новосибирск: СНИИГГИМС, 2000. 244 с.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007. Т. 48, № 1. С. 156–180.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л. Поведение элементов семейства железа, оксибарометрия и генезис уникальных хромитовых месторождений Кемпирсайского массива // Геология рудных мест, 2009. № 2. С. 140–156.

Шардакова Г.Ю. Геохимия гранитоидов Каменского массива // Ежегодник-1997. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С. 137–143.

Шардакова Г.Ю., Крупенин М.Т. U–Pb-возраст и петрогеохимические особенности гранитоидов семибратского комплекса (северо-восточная часть Башкирского мегантиклинория) как показатели их раннеорогенной природы // Докл. РАН, 2009. Т. 425, № 6. С. 191–198.

Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С. Геохимия и условия формирования гранитов Нижнеуфалейского массива и ассоциированных с ними пород // Докл. РАН, 2004. Т. 394, № 5. С. 682–685.

Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Ронкин Ю.Л. и др. Rb–Sr-возраст и геохимия интрузивных гранитоидов Уфалейской зоны (Южный Урал) // Докл. РАН, 2005. Т. 405, № 6. С. 799–803.

Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 238 с.

Штейнберг А.Д. Среднедевонский рассыпнянский плагиогранитоидный комплекс (Южный Урал) // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск, 1970. С. 90–108.

Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм эвгеосинклинальных областей и его металлогения // Вопросы формирования и закономерности размещения месторождений золота и платины, 1970. С. 57–73. (Тр. ЦНИГРИ. Вып. 87).

Штейнберг Д.С. Интрузивные формации Урала // Геология СССР. М., 1969. Т. 12. С. 537–685.

Штейнберг Д.С. О классификации магматитов. М.: Наука, 1985. 258 с.

Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. и др. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971. С. 3–33.

Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.

Щербаков А.С. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.

Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородина и др. М.: Наука, 1984. 264 с.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника, 1995. № 6. С. 32–44.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.

Яновский В.М., Туголесов Л.Д. Особенности состава и строения Пластовского массива плагиогранитов // Сов. геология, 1961. № 3. С. 80–94.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000. №. 5. С. 3–29.

Atherton M.P., Sanderson I.M. The chemical variation and evolution of the superunits of the segmented Coastal Batholith // Magmatism at a Plate Edge: the Peruvian. S Andes. Glasgow, 1985. P. 207–228.

Austrheim H. The granulite-eclogite facies transition. A comparison of experimental work and a natural occurence in Bergen Arcs, Western Norway // Lithos, 1990. V. 25. P. 163–169.

Bateman P.C. Plutonism in the Central part of the Sierra Nevada batholith, California // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1992. No. 1483. 186 p.

Bea F., Fershtater G. B., Montero P., Krasnobaev A.A. Contrasting Granitoids between Iberia and the Urals: Two diametrally opposed cases of orogenic magmatism // Int. Geol. Congr. Oslo, 2008. (EUR-07 Comparison of the Uralides and Variscides).

Bea F., Fershtater G.B., Montero M.P. et al. Generation and evolution of subduction-related batholiths from Central Urals: constraints on the P–T-history of the Uralian orogen // Tectonophysics, 1997. V. 276. No. 1–4. P. 103–116.

Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Deformation-Driven Differentiation of Granite Magma: The Stepninsk Pluton of the Uralides, Russia // Lithos, 2005. V. 81. P. 209–233.

Bea F., Fershtater G., Montero P. et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra nova, 2001. V. 13. P. 407–412.

Beard J.S., Lofgren G.E. Degydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6, 9 kbar // J. Petrol., 1991. V. 32. P. 365–402.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Cathodoluminescence and geochemical properties of kimberlitic and lamproitic zircons // Proceedings of the VII Int. kimberlite conf. Cape Town, 1998. P. 23–29.

Benn K., Nikolas A., Reuber I. Mantle-crust transition zone and the origin of wehrlite magmas: evidence from the Oman ophiolite // Tectonophysics, 1988. V. 151. P. 75–85.

Bomparola R.M., Ghezzo C., Belousova E. et al. Resetting of the U–Pb-zircon system in Cambro-Ordovician intrusives of the Deep Freeze Range, Northern Victoria Land, Antarctica // J. Petrol. 2007. V. 48, No. 2. P. 327–364.

Borodina N.S., Fershtater G.B., Votyakov S.L. Iron cations in coexisting biotite and Hornblende from granitic and metamorphic rocks: implication for oxygen fugacity conditions and geobarometry // The Canadian Mineralogist, 1999. V. 37, No. 6. P. 1423–1429.

Bosch D., Krasnobaev A.A., Efimov A.A. et al. Early silurian ages for gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum Belt // Uralides-Paleozoic collisional orogeny between Baltica and Asian terranes / Symposium 08.1. Abstracts EUG, Strasburg, France, 1997. P. 122.

Brown D., Juhlin C., Ayala C. et al. Mountain building processes during continent – continent collision in the Uralides // Earth-Science Reviews, 2008. No. 89. P. 177–195.

Cawthorn R.G. Lauered intrusions. Elsevier, 1996. 530 p.

Cawthorn R.G., Davies G., Clubley-Armstrong A.R., McCarthy T.S. Sills associated with the Bushveld, South Africa: an estimate of the parental magma composition // Lithos, 1980. V. 14. P. 1–15.

Chen B., Suzuki K., Tian W. et al. Geochemistry and Os-Nd-Sr isotopes of the Gaositai Alaskan-type ultramafic complex from the northern North China craton: implication for mantle-crust interaction // Contrib. Mineral. Petrol., 2009. V. 158. P. 683–702.

Crimes C.B., John B.E., Kelemen P.B. et al. Trace element geochemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrical zircons provenance // Geol.. 2007. V. 35. P. 643–646.

Davidson J.P. Crustal contamination versus subduction zone enrichment: examples from the Lesser Antilles and implications for mantle source compositions of island arc volcanic rocks // Geoch. Cosmoch. Actam, 1987. V. 51. P. 2185–2198.

Davies J.H., F. von Blanckenburg. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth. Planet. Sci. Lett., 1995. V. 129. P. 85–102.

Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L. et al. The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappraisal // Tectonophysics, 1997. V. 276. P. 229–251.

Edwards R.L., Wasserburg G.J. The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematic // Earth Planet Sci. Lett., 1985. V. 72. P. 389–404.

Elburg M.A., van Bercen M., Hoogewerff J. et al. Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia // Geoch. Cosmoch. Acta, 2002. V. 66, No. 15. P. 2771–2789.

Elmslie R.F. Liquidus relations and subsolidus reactions in some plagioclase-bearing systems // Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 1970. V. 69. P. 148–155.

Garuti G., Fershtater G.B., Bea F. et al. Platinum-group element distribution in mafic-ultramafic complexes of Central and Southern Urals: preliminary results // Tectonophysics, 1997. V. 276. P. 181–194.

Green D.H., Mysen B.O. Genetic relationship between eclogite and hornblende+plagioclase pegmatite in western Norway // Lithos, 1972. V. 5. P. 147–161.

Grove T.L., Parman S.W., Bowring S.A. et al. The role of an H_2O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N. California // Contrib. Mineral. Petrol., 2002. V. 142. P. 376–396.

Guidotti C.V. Micas in metamorphic rocks // Rev. Miner. V. 13. Micas. Miner. Soc. America, 1984. P. 357–467.

Hammarstrom J.M., Zen E-an. Aluminium in hornblende: an enpirical igneous geobarometer // Amer. Miner., 1986. V. 71, No. 11–12. P. 1297–1314.

Harmer R.E., Sharpe M.R. Field relations and strontium isotope systematics of the marginal rocks of the eastern Bushveld complex // Econ. Geol., 1985. V. 80, No. 4. P. 813–848.

Heming R.F., Rankin P.C. Ce-anomalous lavas from Rabul caldera, Papua New Guinea // Geochim. Cosmochim. Acta, 1979. V. 43. P. 1351–1355.

Hetzel R., Romer R.L. U–Pb-dating of the Verkhniy Ufaley intrusion, middle Urals, Russia: a minimum age for subduction and amphibolite facies, overprint of the East European continental margine // Geol. Mag., 1999. V. 136, No. 5. P. 593–597.

Hobson A., Bussy F., Hernandes J. Shallow-level migmatization of gabbro in a metamorphic contact aureole, Fuerteventura basal complex, Canary Islands // J. Petrol., 1998. V. 39. P. 1025–1037.

Hole M.J., Saunders A.D., Marriner G.E., Tarney J. Subduction of pelagic sediments: implication for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana islands // J. Geol. Soc. London, 1984. V. 141. P. 453–472.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interaction in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Miner. Petrol., 1994. V. 116. P. 3433–447.

Hoskin P.W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. No. 3. P. 637–648.

Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // J. Metamorph. Geol., 2000. V. 18. P. 423–439.

Huppert H.E., Sparks R.S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // J. Petrol., 1988. V. 29. P. 599–624.

Hytonen K., Schairer J.F. The plane enstatite-anorthite-diopside and its relation to basalts // Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 1961. V. 60. P. 125–141.

Irvine T.N. Petrology of the Duke island ultramafic complex southeastern Alaska // Geol. Soc. Amer. Mem., 1974. V. 138. 240 p.

Johan Z. Origin of PGE mineralization: the role of fluids // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1987. С. 265–266.

Johannes W., Holtz F. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Berlin: Springer, 1996. 336 p.

Kemp A.I.S., Whitehouse M.J., Hawkesworth C.J., Alarcon M.K. A zircon U-Pb study of metaluminous (I-type) granites of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: implication for high/low temperature classification and magma differentiation processes // Contrib. Miner. Petrol., 2005. V. 150. P. 230–249.

Kinzler R.J., Donnelly-Nolan J.M., Grove T.L.. Late Holocene hydrous ma®c magmatism at the Paint Pot Craterand Callahan flows, Medicine Lake Volcano, N. California and the influence of H_2O in the generation of silicic magmas // Contrib. Miner. Petrol., 2000. V. 138. P. 1–16.

Kogiso T., Tatsumi Y., Nakano S. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust. 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts // Earth Planetary Sci. Lett., 1997. V. 148. P. 193–205.

Kohn M.J., Spear F.S. Two new geobarometers for garnet amphibolites, the application to southeastern Vermont // Amer. Miner., 1990. V. 75. P. 89–96.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Miner., 1983. V. 68. P. 277–279.

Krogh E.J. Compatible P-T conditions for eclogites and surrounding gneisses in the Kristiansund area, Western Norway // Contrib. Miner. Petrol., 1980. V. 75. P. 387–393.

Le Breton N., Thompson A.B. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stage of crustal anatexis // Contrib. Miner. Petrol., 1988. V. 99. P. 226–237.

Leake B.E., Woolley A.R., Apps C.E. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee of the Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // Canad. Mineralogist, 1997. V. 35. P. 219–246.

Mao J., Du A., Seltman R., Yu J. Re-Os ages for the Shameika porphyry Mo deposit and the Lipovy Log rare metal pegmatite, central Urals, Russia // Mineralium Deposita, 2003. V. 38. P. 251–257.

Marske J.P., Garcia M.O., Pietruszka A.J., Trusdell F.A. Geochemistry of Southern Pagan island lavas, Mariana arc: the role of subduction zone processes // Contrib. Miner. Petrol., 2011. V. 162. P. 231–252.

Maruyama S., Santosh M., Zhoo D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics, and anti-plate tectonics on the core-mantle boundary // Condwana Research, 2007. V. 11. P. 231–252.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995. V. 120. P. 223–253.

Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // Mineralium Deposita, 1999. V. 34. P. 250–272.

Montero P., Bea F., Gerdes A. et al. Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation // Tectonophysics, 2000. V. 317. P. 93–108.

Naldrett A.J. Platinum-group element deposits // PGE mineralogy, geology, recovery / Ed. L.J. Cabri, 1981. P. 197–231. (Can. Inst. Min. Metall. Spec. V. 23).

Neal C.R., Taylor L.A. A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism? // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989. V. 55. P. 1035–1040.

Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere // Ser. Petrol. Struct. Geol. 4. Kluver, Dordrecht, 1989. 368 p.

Pearce J.A. High P/T metamorphism and granite genesis beneath ophiolite trust sheets // Ofioliti, 1989. V. 14. P. 689–710.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol., 1984. V. 25. P. 956–983.

Pedersen R.B., Dunning G.R. Evolution of arc crust and relations between contrasting sources: U-Pb (age), Nd and Sr isotope systematics of the ophiolite terrain of SW Norway // Contrib. Mineral. Petrol., 1997. V. 128. P. 1–15.

Pedersen R.B., Malpas J. The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, western Norway // Contrib. Mineral. Petrol., 1984. V. 88. P. 36–52.

Pertsev A.N., Spadea P., Savelieva G.N., Garrego L. Nature of the transition zone in the Nurali ophiolite, southern Urals // Tectonophysics, 1997. V. 276. P. 163–180.

Peters T.J., Kamber B.S. Peraluminous, potassium-rich granitoids in the Semail ophiolite // Contrib. Mineral. Petrol., 1994. V. 188. P. 229–238.

Petford, N., Atherton M. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru // J. Petrol., 1996. V. 37, No. 6. P. 1491–1521.

Ponko S.C., Peacock S.M. Thermal modeling of the southern Alaska subduction zone: insight into the petrology of the subducting slab and overlying mantle wedge // Geophys. Res., 1995. V. 100. P. 22 117–22 128.

Presnall C.D., Duxon J.K., O'Donnel T.H. et al. Liquidus phase relation on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the crystallization of basaltic magma // Contrib. Miner. Petrol., 1978. V. 66. P. 203–220.

Puga E., Fanning M., Diaz de Federico A. et al. Petrology, geochemistry and U-Pb geochronology of the Betic ophiolites: inferences for Pangaea break-up and bearth of the westernmost Tethys ocean // Lithos., 2011. V. 124. P. 255–272.

Rapp R.P., Watson B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // J. Petrol., 1995. V. 36, No. 4. P. 891–931.

Rollinson H. Origin of felsic sheets in the Scourian granulites: new evidence from rare earth elements // Scot. J.Geol. 1994. V. 30; pt 2. P. 121–129.

Rollinson H.R., Windley B.F. An Archaean granulite-grade tonalite-trondhjemite-granite suite from Scourie, NW Scotland: geochemistry and origin // Contrib. Mineral. Petrol., 1980. V. 72, No. 3. P. 265–281.

Rushmer T. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions // Contrib. Miner. Petrol., 1991. V. 107. P. 41–59.

Rushmer T. An experimental deformation study of partially molten amphibolites: application to low-melt fraction segregation // J. Geophys. Res., 1995. V. 100, No. B8. P. 15 681–15 695.

Rutter E.H., Neumann D.H.K. Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas // J. Geophys. Res., 1995. V. 100, No. B8. P. 15 697–15 716.

Rutter M.J., Wyllie P.J. Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust // Nature, 1988. V. 331. P. 159–160.

Selbekk R.S., Skjerlie K.P., Pedersen R.B. Generation of anorthositic magma by H_2O-fluxed anatexis of silica-undersaturated gabbro: an example from the north Norwegian Caledonides // Geol. Magazine, 2000. V. 137. P. 609–621.

Selbekk R.S. Petrogenesis of anorthosites and tonalities in Troms, north Norwegian Caledonides; anatexis of contrasting mafic rocks in the presence of a H_2O-bearing fluid phase. Doctor scientiarum thesis. University of Tromso. 2001. 58 p.

Sharma M., Wasserburg G.J. The neodymium isotopic compositions and rare earth patterns in highly depleted ultramafic rocks // Geochim. Cosmochim. Acta, 1996. V. 60. P. 4537–4550.

Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A. et al. High 143Nd/144Nd in extremely depleted mantle rocks // Earth Planet Sci. Lett., 1995. V. 135. P. 101–114.

Sharpe M.R., Hulbert I.J. Ultramafic sills beneath the eastern Bushveld complex: mobilized suspensions of early lower zone cumulates in a parental magma with boninitic affinities // Econ. Geol., 1985. V. 80, No. 4. P. 849–871.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals: petrogenetiv aspects of the forearc-arc complex // Mountain building in the Uralides: Pangea to the present time. Geophysical Monograph 132. Amer. Geophys. Union. Washington, 2002. P. 101–134.

Steer D.N., Knapp J.H., Brown L.D. et al. Deep structure of continental lithosphere in unextended orogen: an explosive-source seismic reflection profile in the Urals (Urals Seismic Experiment and Integrated Studies (URSEIS 1995) // Tectonics, 1998. V. 17, No. 2. P. 143–157.

Stroh A., Montero P.G., Bea F. Ultratrace-Level Determination of Rare Earth Elements, Thorium, and Uranium in Ultramafic Rocks by ICP-MS // J. Atomic Spectroscopy, 1995. V. 107. P. 7–11.

Sun S.S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs // Phil. Trans. Roy. Sci. London, 1980. V. A297. P. 409–445.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basalts. Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 313–345.

Tatsumi Y., Kogiso T. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust. 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism // Earth and Planetary Sci. Lett., 1997. V. 148. P. 207–221.

Tepper J.H., Nelson B.K., Bergantz G.W., Irving A.J. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity // Contrib. Miner. Petrol., 1993. V. 113. P. 333–335.

The nomenclature of minerals: a compilation of IMA reports. Mineralogical association of Canada. 1998. 150 p.

Veazer J., Ala D., Azmy K. et al. 87Sr/86Sr,δ13C and δ18O evolution of Phanerozoic seawater // Chem. Geol., 1999. V. 161. P. 59–88.

Vigneresse J.L., Barbey P., Cuney M. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer // J. Petrol., 1996. V. 37. P. 1579–1600.

Wang X., Liou J.G. Regional ultrahigh-pressure coesite-bearing eclogitic terrane in central China: evidence from country rocks, gneiss, marble and metapelite // Geol. 1991. V. 19, No. 9. P. 933–936.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revised: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett., 1983. V. 64. P. 295–304.

Watson E.B. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: Kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance // Royal Soc. Edinburg Earth Sci. Trans., 1996. V. 87. P. 43–56.

Whattam S.A., Stern R.J. The «subduction initiation rule»: a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation // Contrib. Miner. Petrol., 2011. V. 162. P. 1031–1045.

Wolf M.B., Wyllie P.J. The formation of tonalitic liquids during the vapor-absent partial melting of amphibolite at 10 kbar // EOS, 1989. V. 70. P. 506.

Yoder H.S., Tilley C.E. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems // J. Petrol., 1962. V. 3, No. 3. 246 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Мантийный магматизм 10

Глава 1. Тагильская мегазона и Рефтинский габбро-плагиогранитоидный массив (460–400 млн лет)..... 10
Платиноносный пояс Урала 10
Интрузивные породы Тагильской вулканогенной зоны 48
О генезисе дунитов и клинопироксенитов Платиноносного пояса 54
Ильменогорские миаскиты и карбонатиты 68
Рефтинский габбро-плагиогранитоидный массив 69

Глава 2. Рифтогенная магнитогорская габбро-гранитная серия 84

Глава 3. Обдукционный магматизм 105
Обдуцированные офиолитовые аллохтоны 105
Магматические комплексы, связанные с обдукцией 107
Обдукционные гранитоиды как продукты частичного плавления при внедрении горячего мантийного блока 140
Модель обдукционного магматизма 144

Мантийно-коровый магматизм 146

Глава 4. Надсубдукционные окраинно-континентальные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные (ГТГГ) комплексы 146
ГТГГ-массивы юго-восточного мегаблока 149
ГТГГ-массивы северо-западного мегаблока 170

Глава 5. Монцодиорит-гранитные массивы 186

Коровый магматизм 196

Глава 6. Коллизионный гранитный магматизм 196
Юго-восточный мегаблок 196
Северо-западный мегаблок 207

Гранитообразование в коре Уральского подвижного пояса 217

Глава 7. Надсубдукционный водный анатексис базитов (430–390 млн лет назад) 217
Платиноносный пояс (430–415 млн лет) 217
Возраст 218
Нижние части магматической колонны ЛАП-серии: мигматиты Черноисточинского массива 223
Интрузивные фации ЛАП-серии 237
Восточно-Хабарнинская ассоциация (415–390 млн лет) 243

Глава 8. Надсубдукционный водный анатексис базитов и производных от них тоналитов: формирование габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных комплексов (380–300 млн лет назад) 245
Анатексис синплутонических даек 246
Сыростанский массив 249
Каменский массив 260

Некоторые вопросы, связанные с магматизмом 266

Глава 9. Высокобарические граниты в сутурах Урала 266

Глава 10. Геохимия циркона магматических и метаморфических пород Урала и ее значение для интерпретации данных U–Pb-изотопии и генезиса пород 291
Циркон дунитов 293
Циркон габброидов 297
Циркон гранитоидов 300
Циркон метаморфических пород 304

Глава 11. Основные особенности палеозойского магматизма Урала (вместо заключения) 312
Северо-западный островодужно-континентальный мегаблок 313
Шовный мегаблок и примыкающие к нему области западного склона 316
Юго-восточный мегаблок и Зауралье 319
Корреляция интрузивных комплексов 321
Основные особенности геохимической эволюции габбро и гранитов 327
Реставрация термального режима орогена 339
О поперечной зональности Уральского подвижного пояса 342

Conclusion 344

Список литературы 350

CONTENTS

Introduction 5

Mantle magmatism 10

Chapter 1. Tagil megazone and Reft gabbro-plagiogranite massif (460–400 Ma) 10
Platinum-bearing belt of the Urals 10
Intrusive rocks of the Tagil volcanic zone 48
Genesis of the dunites and clinopyroxenites of Platinum-bearing belt 54
Ilmeny miaskites and carbonatites 68
Reft gabbro-plagiogranite massif 69

Chapter 2. Riftogenic magnitogorsk gabbro-granite series 84

Chapter 3. Obduction-related magmatism 105
Ophiolitic allochthons 105
Obduction-related magmatic complexes 107
Obduction granits as a products of partial melting of the uplifted hot mantle blocks 140
The model of obduction-related magmatism 144

Mantle-crustal magmatism 146

Chapter 4. Supra-subduction continental-marginal gabbro-tonalite-granodiorite-granite (GTGG) complexes 146
GTGG massifs of the south-east megablock 149
GTGG massifs of the north-west megablock 170

Chapter 5. Monzodiorite-granite massifs 186

Crustal magmatism 196

Chapter 6. Collision-related granite magmatism 196
South-east megablock 196
North-west megablock 207

Granite formation into the crust of the Ural mobile belt 217

Chapter 7. Supra-subduction water-rich anatexis of gabbro (430–390 Ma) 217
Platinum-bearing belt (430–415 Ma) 217
Age 218
Lower migmatitic part of magmatic column 223
Intrusive facies 237
East-Khabarny association (415–390 Ma) 243

Chapter 8. Supra-subduction water-rich anatexis of gabbro and their derivatives (tonalites and granodiorites): gabbro-tonalite-granodiorite-granite complexes formation (380–300 Ma) 245
Anatexis of synplutonic dikes 246
Anatexis in Syrostan massif 249
Anatexis in Kamensk massif 260

Some problems related to magmatism 266

Chapter 9. High-pressure granites into the sutures of the Urals 266

Chapter 10. Geochemistry of zircon from magmatic and metamorphic rocks of the Urals and its significance for the interpretation of the U–Pb isotopy and rock genesis 291
Zircon of dunites 293
Zircon of gabbros 297
Zircon of granitoids 300
Zircon of metamorphic rocks 304

Chapter 11. The main features of Paleozoic magmatism of the Urals (instead of a conclusion) 312
North-west island-arc – continental megablock 313
Suture megablock and adjacent area 316
South-east megablock and Trans-Uralian zone 319
Correlation of intrusive complexes 321
The main features of gabbro and granite geochemical evolution 327
Restoration of the orogen thermal regime 339
On cross zoning of the Ural mobile belt 342

Conclusion 344

References 350

Научное издание

Герман Борисович Ферштатер

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

Рекомендовано к изданию ученым советом Института геологии и геохимии
и президиумом УрО РАН

Редактор **Н.М. Катаева**
Технический редактор **Е.М. Бородулина**
Корректоры **Г.Н. Старкова**, **Н.В. Каткова**
Компьютерная верстка **Н.С. Глушковой**

ISBN 978-5-7691-2343-6



НИСО УрО РАН № 63(12)–21. Подписано в печать 16.08.13.
Формат 70×100 1/16. Бумага типографская. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 30. Уч.-изд. л. 30. Тираж 200 экз. Заказ

Оригинал-макет подготовлен в РИО УрО РАН.
620990, Екатеринбург, ул. Первомайская, 91.

Отпечатано в типографии
«Уральский центр академического обслуживания».
620990, Екатеринбург, ул. Первомайская, 91.