

Федеральное Государственное Унитарное Предприятие  
Научно-производственный Центр по сверхглубокому бурению  
и комплексному изучению недр Земли (ФГУП НПЦ "Недра"), г.Ярославль  
Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова

На правах рукописи

Наркисова Вера Валентиновна

**ПЕТРОХИМИЯ  
ПОЗДНЕОРДОВИКСКИХ – РАННЕДЕВОНСКИХ БАЗАЛЬТОИДОВ  
ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТАГИЛЬСКОЙ ЗОНЫ СРЕДНЕГО УРАЛА  
(по данным Уральской сверхглубокой скважины  
и околоскважинного пространства)**

Специальность 25.00.04— петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

научный руководитель  
доктор геолого-минералогических наук В.И. Фельдман (МГУ)

Москва, 2005 г

## Содержание

глава		Стр.
	Введение	3
1	Геологическое строение южной части Тагильской зоны и точки зрения на ее формирование	6
2	Раннепалеозойские вулканические ассоциации южной части Тагильской структуры	14
2.1	Вулканические ассоциации позднего ордовика – раннего силура	14
2.2	Вулканические ассоциации силура - раннего девона	18
2.3	Последовательность формирования вулканических ассоциаций	24
3	Методы исследований и разбраковка аналитических данных	29
4	Петрографическая, петрохимическая и геохимическая характеристика раннепалеозойских базальтоидов южной части Тагильской структуры	35
4.1	Петрографическая характеристика базальтоидов	35
4.2	Петрохимическая характеристика базальтоидов	42
4.3	Геохимические особенности базальтоидов	56
4.4	Петрохимические типы и серии базальтоидов	62
4.5	Относительная временная последовательность вулканических (петрохимических) серий базальтоидов	67
5	Петрология и тектоническая обстановка формирования раннепалеозойских базальтоидов Тагильской структуры	72
5.1	Особенности формирования магм в современных островных дугах и континентальных рифтах	72
5.2	Изотопно-геохимические данные о роли мантийной и коровой составляющих источников плавления раннепалеозойских базальтоидов	75
5.3	Оценка мантийной составляющей источников плавления раннепалеозойских базальтоидов	77
5.4	Природа коровой составляющей источников плавления раннепалеозойских базальтоидов	84
5.5	Палеогеодинамическая обстановка формирования раннепалеозойских базальтоидов Тагильской структуры	94
	Заключение	123
	Список использованных источников	128
	Приложения	145

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность исследований.** Геологические исследования на Урале имеют многовековую историю, с начала прошлого века вулканизм Тагильской зоны исследуется систематически. Петрологии вулканических пород Среднего Урала посвящены многочисленные работы, определены основные особенности развития вулканизма в раннем палеозое. И, тем не менее, предлагаются различные интерпретации тектонической обстановки их формирования. Обосновываются две модели формирования Тагильской зоны: континентально-рифтогенная (Каретин, 1997-2004) и надсубдукционная – островодужная (Агеева, 1992; Язева и Бочкарев, 1989, 1995, 2000; Розен и др., 1997, 1999; Румянцева, 1989, 1995; Петров и др., 2000; Коротеев и др., 2001 и др.). Генезис вулканических пород Тагильской структуры, принципиально важный для объяснения развития вулканизма этой зоны и всего Урала, таким образом, остается актуальной проблемой. В процессе исследований пород Уральской СГ-4, вскрывшей в Тагильской зоне раннепалеозойские вулканогенные образования до глубины 6000 м, накоплен значительный объем материалов по петрологии и геохимии вулканитов, что дает возможность рассмотреть их генезис в сопоставлении с базальтоидами современных обстановок. В раннепалеозойских вулканических комплексах Тагильской структуры базальты и андезиты обычно преобладают над кислыми породами, как и в составе вулканических ассоциаций современных островных дуг и континентальных рифтов. Поэтому по петрологии и геохимии базальтоидов предполагается восстановить их генезис и тектоническую обстановку раннепалеозойского вулканизма.

**Целью исследований** является определение генезиса базальтоидов позднего ордовика – раннего девона южной части Тагильской зоны и реконструкция геодинамической обстановки их формирования. Для достижения этой цели были поставлены следующие задачи: 1. Обобщить петрологические данные по раннепалеозойским базальтоидам южной части Тагильской зоны и выделить ассоциации вулканических пород ( $O_3-D_1$ ). 2. Определить принадлежность базальтоидов к петрохимическим сериям и установить последовательность их образования. 3. Установить геохимические особенности базальтоидов и характер их изменения в пространстве и во времени. 4. Оценить состав источника раннепалеозойских базальтоидов.

**Научная новизна работы.** Впервые получены новые данные по геохимии позднеордовикских - раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны и обобщены петрохимические данные по району СГ-4. Это позволило обосновать палеоостроводужный генезис этих пород. Этот вывод получил дополнительное подтверждение при сопоставлении базальтоидов Тагильской зоны с базальтами современных различных геодина-

мических обстановок, что позволило представить общую последовательность развития вулканизма в раннем палеозое на Среднем Урале.

**Основные защищаемые положения:**

1. Установлено, что базальтоидный вулканизм в южной части Тагильской зоны эволюционировал от однородного толеитового к дифференцированному известково-щелочному и, затем, к шошонитовому - в последовательности, типичной для современных островных дуг.

2. Показано, что геохимические особенности базальтоидов определялись составом деплетированного мантийного субстрата, преобразованного под воздействием флюидно-расплавной компоненты субдукционной природы.

3. Выявлена поперечная петрогеохимическая зональность базальтоидов с запада на восток Тагильской зоны. Она объясняется обеднением источника водным флюидом, снижением степени плавления и увеличением глубины очага магмагенерации.

4. Полученный комплекс данных доказывает, что раннепалеозойский базальтоидный вулканизм южной части Тагильской зоны происходил в островодужной обстановке.

**Фактическая основа работы.** Было исследовано более 500 образцов базальтоидов из вулканических комплексов (O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>) южной части Тагильской зоны, собранных в полевых исследованиях 1995-2004 г.г. Проведено опробование Уральской СГ-4, структурных скважин и коренных выходов на поверхности поперек структуры, на широте СГ-4. Проведено петрографическое изучение базальтоидов в шлифах (более 1000), в том числе и из коллекции ФГУП НПЦ "Недра". Детально изучена коллекция базальтоидов (100 образцов), для которых были определены содержания главных компонентов и элементов-примесей. Был детально изучен составов клинопироксенов из нижнепалеозойских базальтоидов на электронном (более 500 анализов) и ионном (около 20 анализов) зондах. В работе использовано около 200 химических анализов базальтоидов, данных Е.М. Ананьевой (1983), Н.С. Чурилина (1985), А.Ф. Кирьякова (1987), Н.А. Румянцевой (1988), В.Б. Пояркова (1988), О.М. Розена (1995), Ю.С. Каретина (2000), К.Г. Башты и Ан.И. Марченко (1992-2003). Используются данные по базальтоидам современных островных дуг (180 анализов) и континентальных рифтов (160 анализов) из электронной базы GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc>).

**Практическое значение.** Результаты работы имеют большое практическое значение для изучения палеозойского этапа развития Урала. Методический подход, использованный при изучении палеозойских вулканитов, может быть применен в исследованиях палеотипных вулканических пород, в палеогеодинамических реконструкциях Урала и регионов со сходным тектоническим строением.

**Аппробация работы.** Результаты исследований по теме диссертации докладывались на научных чтениях памяти профессора И.Ф. Трусовой (Москва, МОИП, 1996-1999), на Втором Всероссийском петрографическом совещании “Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы” (г. Сыктывкар, 2000), на X Всероссийском совещании «Петрография XXI века» (г. Апатиты, 2005). По теме диссертации опубликовано 29 работ (7 статей и 22 тезиса докладов).

**Структура и объем работы.** Работа состоит из 5 глав, введения, заключения и приложений; имеет общий объем 144 страницы, содержит 2 таблицы и 48 рисунков; табличные приложения из 23 страниц; список литературы включает 182 наименования. *В первой главе* рассматриваются геологическое строение района исследований, проблемы, важные для объяснения развития раннепалеозойского вулканизма, задачи исследований. *Во второй главе* дана характеристика вулканических ассоциаций ( $O_3-D_1$ ). *В третьей главе* приводится методика исследований. *В четвертой главе* дана характеристика состава и геохимических особенностей базальтоидов. *В пятой главе* рассматривается генезис и палеогеодинамическая обстановка формирования базальтоидов.

**Благодарности.** Автор выражает благодарность к. г-м. н. А.А. Носовой (ИГЕМ РАН) и Л.В. Сазоновой (МГУ) за инициацию этой работы, помощь в отборе и обработке материалов, обсуждении результатов, а также за участие в изучении составов клинопироксенов, корректирующее ход исследований. Автор благодарит к. г-м. н. А.Я. Докучаева за организацию полевых работ.

Осуществление этой работы было бы невозможным без помощи в полевых исследованиях руководителей и геологов Уральской ГРЭ (Уральская скважина СГ-4) К.Г. Башты, В.А. Горбунова, Ан.И. Марченко, Ал.И. Марченко, Л.Н. Шахториной.. Особая признательность д. г-м. н. Ю.С. Каретину (ИГиГ УрО РАН) за участие в совместных полевых работах.

Автор благодарит руководство ФГУП НПЦ "Недра" за финансовую поддержку.

## 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТАГИЛЬСКОЙ ЗОНЫ И ТОЧКИ ЗРЕНИЯ НА ЕЕ ФОРМИРОВАНИЕ

Уральский складчатый пояс расположен между Восточно-Европейской платформой и Западно-Сибирской и Казахстанской плитами. Его строение является результатом длительного развития, а мощность коры (на Среднем Урале 44-45 км, на Приполярном Урале 48-49 км, на Южном Урале 47-53 км) на 4-6 км превышает мощность смежных структур Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты (Костюченко и др., 1998). Уральский складчатый пояс относится к коллизионным складчатым сооружениям, сформировавшимся на границах литосферных плит, и в его формировании признается значимая роль надвиговой тектоники (Штрейс, 1951; Пейве и др., 1977; Хаин, 1977; Тектоническая..., 1990; Сегалович, Дмитровская, 1992; Соколов, 1992; Пучков, 1993). Тектоническая активность Уральского межплитного «шва» проявляется и в современное время (Леонов, 1995).

Тагильская зона представляет собой узкую, до 40-80 км, протягивающуюся почти на 800 км, субмеридиональную структуру раннепалеозойских осадочно-вулканогенных образований Среднего и Северного Урала (рис. 1.1А, Б). Верхняя часть земной коры Тагильской зоны (до глубин 10-15 км) по геофизическим данным представляет собой аллохтон с бивергентной структурой и многочисленными шарьяжно-надвиговыми и сдвиговыми дислокациями (Пучков, 1993; Friberg, Petrov, 1998; Костюченко и др., 1998; Егоров, 2004) (рис. 1.1В). Раннепалеозойские образования слагают внутреннюю часть Тагильской зоны и отделены зонами региональных разломов от структур внешнего обрамления: на западе от Центрально-Уральского поднятия зоной Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР), на востоке от Восточно-Уральского поднятия зоной Серовских разломов.

В раннепалеозойских осадочно-вулканогенных образованиях установлена субмеридиональная зональность, подчиненная общему простиранию структуры. На широте Уральской скважины СГ-4 (58°22' с. ш., 59°43' в.д.) выделены три зоны: западная (Кумбинская), центральная (Центрально-Тагильская) и восточная (Красноуральская) (рис. 1.1Б). В западной и центральной зонах стратифицированные образования залегают с восточным падением; с запада на восток они представлены кабанской ( $O_3$ ), павдинской ( $S_{1l-w}$ ), именновской ( $S_{1w-S_{2ld}}$ ) и туринской ( $S_{2p-D_{1l}}$ ) свитами. Свиты выходят на поверхность узкими субмеридиональными полосами и обычно имеют тектонические контакты, однако возрастная последовательность их залегания, по палеонтологическим данным (Иванов, 1998), сохраняется.

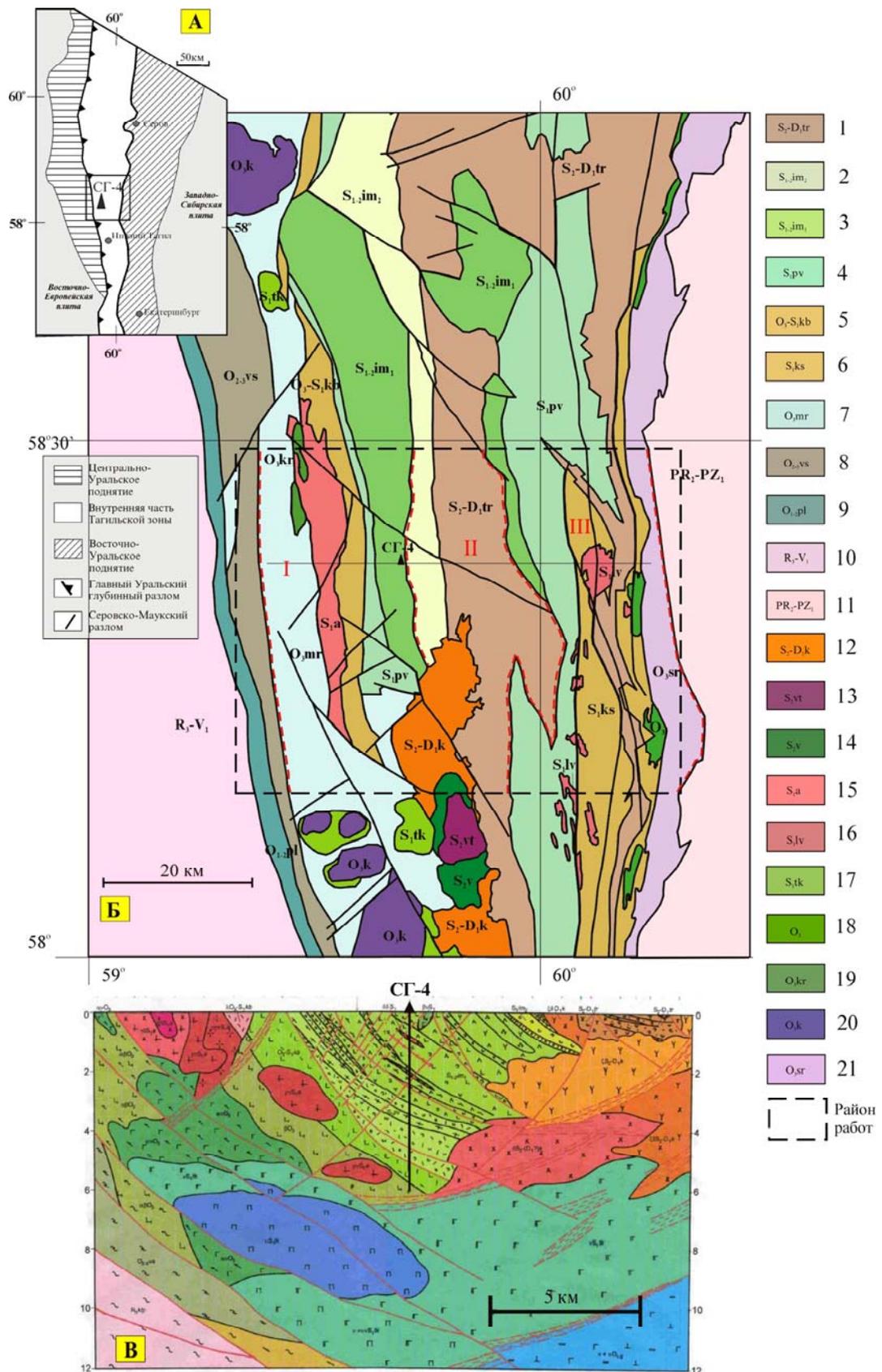


Рис. 1.1 А. Схема расположения района исследований. Б. Геологическая схема южной части Тагильской зоны. В. Геологический разрез через СГ-4 (интерпретация сейсмопрофиля ESRU 95) по Г.А. Петрову (Разработка..., 1999).

Условные обозначения к геологической схеме (Б).

Красной штриховой линией показаны границы структурно-формационных зон I-III: I – Кумбинская, II – Центрально-Тагильская, III – Красноуральская. 1-9 - свиты: 1-туринская ( $S_2-D_{1tr}$ ), 2-именновская, верхняя толща ( $S_{1-2im_2}$ ), 3-именновская, нижняя толща ( $S_{1-2im_1}$ ), 4-павдинская ( $S_{1pv}$ ), 5-кабанская ( $O_3-S_{1kb}$ ), 6-красноуральская ( $S_{1ks}$ ), 7-мариинская ( $O_3mr$ ), 8-выйская ( $O_{2-3vs}$ ), 9-пальничнинская ( $O_{1-2pl}$ ). 10-зона Центрально-Уральского поднятия, 11–зона Восточно-Уральского поднятия. 12-21- интрузивные комплексы: 12-кушвинский габбро-сиенитовый ( $S_2-D_{1k}$ ), 13-верхнетагильский габбро-диоритовый ( $S_{2vt}$ ), 14-волковский клинопироксенит-габбровый ( $S_{2v}$ ), 15-арбатский диорит-плагиогранитовый ( $S_{1a}$ ), 16-левинский габбро-плагиогранитовый ( $S_{1lv}$ ), 17-тагилокытлымский габброидный ( $S_{1tk}$ ), 18-офиолитовый габбро-диабазовый ( $O_3$ ), 19-кривинский клинопироксенит-габбровый ( $O_{3kr}$ ), 20-качканарский дунит-клинопироксенитовый ( $O_{3k}$ ), 21-серовский дунит-гарцбургитовый ( $O_{3sr}$ ).

В восточной зоне, надвинутой на центральную зону по субмеридиональному Туринскому надвигу, свиты залегают в тектонических блоках с западным падением. С востока на запад располагаются красноуральская ( $S_{1l}$ ), павдинская ( $S_{1l-w}$ ) и именновская ( $S_{1-2}$ ) свиты.

Значительный вклад в изучение вулканизма Тагильской зоны внесли Е.А. Кузнецов, И.Д. Соболев, Г.Ф. Червяковский, Ю.С. Каретин, В.С. Шарфман. На сегодняшний день существуют две различные модели, объясняющие развитие Тагильской зоны в раннем палеозое: надсубдукционная и грабен-рифтовая. Они основываются на различных научных концепциях о тектонических обстановках формирования и развития континентальной коры.

Представление о Тагильской зоне как внутриконтинентальной рифтовой структуре последовательно отстаивается Ю. С. Каретиным (1997 - 2004). Согласно его точке зрения мантийный диапир в области межплитного шва внутри Евразийского континента привел к образованию внутриконтинентального «субокеанического» (Каретин, 2000) морского бассейна шириной не менее 500 км. Магмогенерация «в области сочленения мощных континентальных литосферных плит» (Каретин, 2000) вызывалась периодическим воздействием мантийных диапиров и эволюционировала в «режиме остаточного рифтогенеза» (Каретин, 2000). В среднем – позднем ордовике сформировались рифтогенные трогои шириной до 50-100 км и возникли «короткоживущие оси спрединга» (Каретин, 2000) - с ними был связан магматизм офиолитового типа. В силуре - раннем девоне внутри тех же трогов за счет

«остаточной рифтовой активности» магматизм имел «квaziостроводужный» характер (Каретин, 2000).

В. С. Попов (2000) в геологической истории Среднего и Южного Урала выделяет несколько тектономагматических циклов. Каждый цикл от инициального рифтинга до коллизии отражает эволюцию крупной, длительно существовавшей тепловой аномалии, возникшей в глубинах мантии и распространявшейся вверх, захватывая континентальную кору. В Тагильской зоне каледонский цикл (ордовик - ранний девон) представлен начальной стадией стандартного тектономагматического цикла (до стадии коллизионного сжатия). Этот цикл включает: инициальный рифтинг в начале ордовика (стадия максимального частичного плавления мантийного материала) и закрытие инициальных рифтов в конце ордовика с образованием офиолитовых поясов; продленный рифтинг в позднем ордовике – раннем силуре с возникновением вторичных магматических источников в коре и появлением кислых расплавов; островодужную аккрецию в обстановке сжатия в силуре с большими объемами андезитового вулканизма и гибридными породами промежуточного состава (за счет смешения мантийных и коровых магм). Завершающий вулканизм проходил в раннем девоне, в обстановке предколлизионного рифтинга.

Эти точки зрения отражают представления о формировании раннепалеозойских вулканитов в обстановке растяжения и ограниченного разрыва континентальной коры и не предполагают существенного горизонтального перемещения литосферных плит. Ю.С. Каретин весь раннепалеозойский вулканизм в условиях рифтинга - ограниченного спрединга - остаточного рифтинга ограничивает стадией трансформации континентальной коры в субокеаническую (рис. 1.2а). В.С. Попов отводит значительную роль вулканизму орогенной стадии (островодужной аккреции) в силуре (рис. 1.2б).

Ю.С. Каретин (2000)		В.С. Попов (2000)		Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев (1995)	
$S_{1,2}-D_1$	Остаточный рифтинг	$S_{1,2}-D_1$	Островодужная аккреция	$S_{1,2}-D_1$	Островодужный вулканизм
$O_{2,3}-S_1$	Ограниченный спрединг Рифтинг	$S_1$	Продленный рифтинг	$O_3-S_1$	Начальный островодужный вулканизм
		$O$	Закрытие инициальных рифтов Инициальный рифтинг	$O_{2,3}$	Рассеянный спрединг
<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #90EE90; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> сжатие         </div> <div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #ADD8E6; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> растяжение         </div>		а	б	в	

Рис. 1.2. Схемы тектонических обстановок в Тагильской зоне на Среднем Урале в раннем палеозое.

В рамках мобилистских представлений Урал по (Иванов, 1998) прошел следующие этапы геодинамического развития: предрифтовый (рифей - венд); континентального рифтогенеза (кембрий - нижний ордовик); океанического спрединга (средний – верхний ордо-

вик); островодужный (верхний ордовик-верхний девон); коллизионный (верхний девон – пермь); посторогенного растяжения (триас); субплатформенный.

Палеозойская история Урала представляет собой последовательность событий раскрытия Палеоуральского океана и его закрытия в ходе субдукции океанической коры под островные дуги (Зоненшайн и др., 1990; Пучков, 1993; Язева, Бочкарев, 1995; Коротеев и др., 2001). Раскрытие Палеоуральского океана относят к раннему ордовику, начало островодужного вулканизма – к позднему ордовику (рис. 1.2в). Палеоуральский океан реконструируется с пассивной окраиной Восточно-Европейского континента и активной окраиной Казахстано-Тяньшаньского континента, с террейнами силурийской и девонской островных дуг, разделенными микроконтинентами - окраинно-континентальными и континентальными блоками (Пучков, 1993; Коротеев и др., 2001; Мизенс, 2002) (рис. 1.3а, б). Таким образом, уралиды (каледониды-герциниды) - образования раннего ордовика-перми, представляют собой океанические, субдукционные и островодужные комплексы, сформировавшиеся в ходе развития Уральского палеоокеана, а затем тектонически фрагментированные при последовавшей аккреции островных дуг и коллизии континентов. В рамках этих представлений остаются дискуссионными вопросы, касающиеся расположения и типа силурийской дуги. Существующие точки зрения можно объединить в три группы:

1. Тагильская палеодуга - северный сегмент силурийской островной дуги (Язева, Бочкарев, 1995) возникла над зоной субдукции восточного падения (в современных координатах), следом ее существования на Среднем Урале считается зона Главного Уральско-го глубинного разлома. От казахстанид Тагильская палеодуга отделяется окраинно-континентальными комплексами позднего ордовика-раннего карбона и микроконтинентальными блоками рифея? – позднего девона (Ферштатер и др., 1998; Friberg, Petrov, 1998). Завершение островодужного вулканизма в Тагильской палеодуге в раннем девоне связывается с аккрецией дуги и микроконтинентов (Салдинского, Зауральского и др.). Коллизионный шов Тагильской палеодуги на Среднем и Северном Урале идентифицируется с офиолитами Серовско-Маукской зоны (корой задугового моря океанского типа) (Коротеев и др., 2001). Надсубдукционная обстановка раннепалеозойского вулканизма обосновывается присутствием реперных для островных дуг вулканических формаций и характерной их пространственной упорядоченностью (Язева и др., 1989; Язева, Бочкарев, 1995). В Тагильской зоне на Среднем Урале выделены комплексы фронтального аккреционного клина, барьерной зоны и тыловой зоны Тагильской палеодуги (Кумбинская и Центрально-Тагильская зоны) и задугового бассейна (Красноуральская зона) (рис. 1.3б, в, г). Одним из основных аргументов в пользу восточной вергентности зоны субдукции счита-

ется нарастание калиевости островодужных вулканитов с запада на восток - от фронтальной зоны к тыловой.

2. Не исключается заложение Тагильской палеодуги вдоль восточной (в современных координатах) окраины Восточно-Европейского континента (Петров и др., 2000). Отмечается, что в синформной Тагильской зоне возрастание калиевости происходит от обоих бортов к центру, и, поэтому, направленное увеличение калиевости не может быть однозначным свидетельством восточного погружения палеозоны субдукции. Палеозона субдукции западного падения может быть идентифицирована с Серовско-Маукской структурной зоной. Аргументом в пользу западного падения зоны субдукции по мнению авторов может служить присутствие высокомагнезиальных андезитов павдинской свиты ( $S_{1pv}$ ) в восточной зоне структуры на широте Уральской СГ-4 (рис. 1.3г).

3. Сложные схемы развития Тагильской палеодуги предложены Н.А. Румянцевой с соавторами (Румянцева и др., 1988; Провести..., 1988) и С.Т. Агеевой (Агеева, 1992). Н.А. Румянцева не исключают существование в восточной части Тагильской структуры (Красноуральской зоне) синхронной зоны субдукции западного падения. В модели С.Т. Агеевой присутствуют два эпизода раскола палеодуги (послекабанский и послеименновский), вулканогенные образования западной зоны идентифицируются с реликтовой дугой, а восточной зоны с активной дугой.

Силурийская дуга, поздними образования которой являются субщелочные калиевые вулканиты и сиениты, по мнению Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева (1995) возникла как энсиалическая, подобно Новозеландской, Японской, Соломоновой и др., и в ее основании возможно присутствие блока древней сиалической коры. Н. Б. Кузнецовым (1999, 2000) предполагается, что развитие Тагильской дуги проходило на гетерогенном основании, в составе которого вместе с меланократовыми комплексами присутствовали и сиалические блоки, отторгнутые от Восточно-Европейского континента. Представления об энсиматическом характере островной дуги на основании геохимических и изотопно-геохимических исследований вулканитов павдинского и именновского комплексов придерживается О. М. Розен (Розен и др., 1997).

В представлениях об островодужной природе Тагильской структуры предлагается различное решение вопросов о тектоническом положении палеодуги (окраинно-континентальном и внутриокеаническом) и, соответственно, типе коры в ее основании (энсиалическом и энсиматическом) и направлении падения зоны субдукции (восточном и западном).

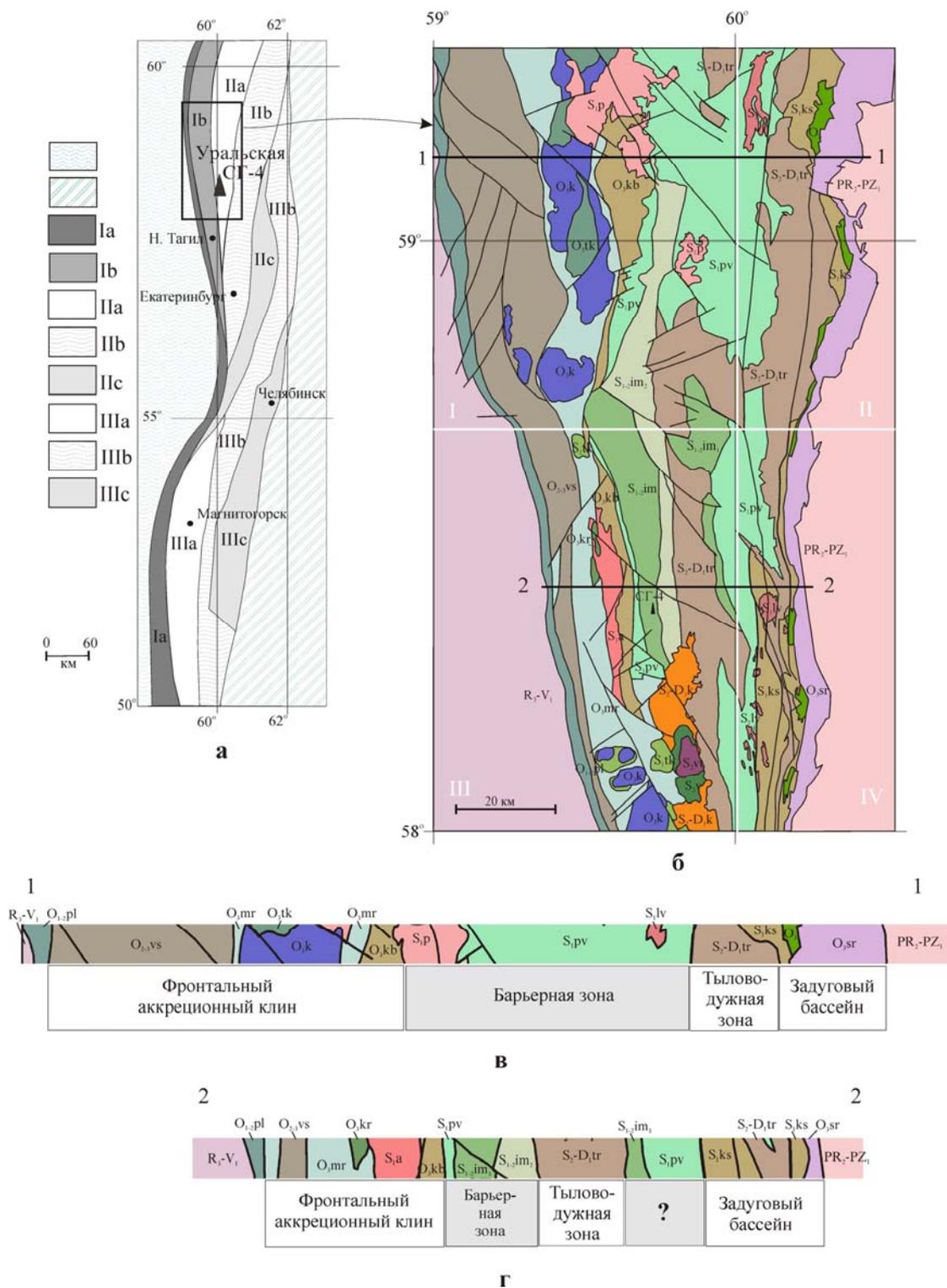


Рис. 1.3. (а) - Схема тектонического районирования Среднего и Южного Урала по Б.Г. Ферштатеру (1992): голубой штриховкой показана палеоконтинентальная зона – пассивная окраина Восточно-Европейского континента, зеленой штриховкой – зауральская зона; Ia, Ib – зона Главного Уральского разлома и Платиноносного пояса. II и III – северо-западная и юго-восточная зоны Урала: IIa, IIIa – островодужные; IIb, IIIb – окраинно-континентальные; IIc, IIIc – континентальные. (б) – Геологическая схема раннепалеозойских образований Среднего Урала на основе четырех листов геологических карт М 1:200 000: I - Л.И. Десятниченко (2001); II, IV - В.С. Орлова и Ю.С. Каретина (1987); III - Г.А. Петрова (1999). (в) – Профиль 1-1 на широте с. Павда. (г) – Профиль 2-2 на широте Уральской СГ-4. Остальные условные см. рис. 1.1.

Таким образом, реконструкции геодинамических обстановок раннепалеозойского вулканизма для Среднего Урала существенно различаются. В данной работе предлагается рассмотреть генезис раннепалеозойских вулканитов, сопоставляя их с вулканитами современных геодинамических обстановок (островодужных и внутриплитных). В связи с этим необходимо установить состав раннепалеозойских вулканических ассоциаций и определить относительную последовательность их формирования.

## 2. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТАГИЛЬСКОЙ СТРУКТУРЫ

В работе под вулканическим комплексом понимается ассоциация вулканических (эффузивных, субвулканических, вулканокластических и др.) пород, обладающих общими чертами состава и строения, располагающихся в определенном геологическом пространстве и объединяемых определенной последовательностью образования в ограниченный отрезок геологического времени. В Тагильской зоне образования ( $O_3-S_1$ ) представлены преимущественно эффузивными, субвулканическими и эффузивно-обломочными породами. Вулканические породы ( $S_{1-2}-D_1$ ) сопровождаются вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Пространственно вулканические ( $O_3-S_1$ ) и осадочно-вулканогенные комплексы ( $S_{1-2}-D_1$ ) соответствуют свитам либо их частям (верхним или нижним толщам). В соответствии с геологическим положением, возрастом и строением вулканогенных толщ выделены ранние ( $O_3-S_1$ ) и поздние ( $S_{1-2}-D_1$ ) ассоциации вулканических пород.

### 2.1. Вулканические ассоциации позднего ордовика – раннего силура

Вулканогенные образования кабанской свиты позднего ордовика (на западе) и красноуральской свиты раннего силура (на востоке) соответствуют кабанскому и красноуральскому комплексам (рис. 2.1).

**Кабанский комплекс** ( $O_3kb$ ) выходит на поверхность полосой шириной 2,6-3,4 км в западной части структуры, в приосевой зоне вскрыт Уральской СГ-4 на глубине 5056 м (в инт. 5056-6015 м) (рис. 2.2). Оба контакта образований кабанского комплекса тектонические: на западе с позднеордовикскими сланцами по вулканитам мариинского комплекса, на востоке с раннесилурийскими вулканитами павдинского комплекса (по разрезам СГ-4 и скв.7) (Геологическое..., 1993; Отчет..., 1995; Изучить..., 2000). На широте СГ-4 образования кабанского комплекса на западе ограничены массивом диоритов-плагиогранитов арбатского комплекса ( $S_{1a}$ ). Кабанский комплекс подразделен на нижний и верхний подкомплексы.

Нижний подкомплекс сложен шаровыми и массивными лавами афировых и редкопорфировых базальтов, изредка андезитов и единичными субвулканическими телами плагиоклазовых риодацитов. В верхней части разрезов встречаются маломощные прослои лаво- и гиалокластитов, осадочных кремнистых пород; мощность отложений оценивается в 500-900 м (Геологическое..., 1993; Разработка..., 1999). *Вулканические породы нижнекабанского подкомплекса образуют базальтовую, содержащую плагиориодациты, ассоциацию.*

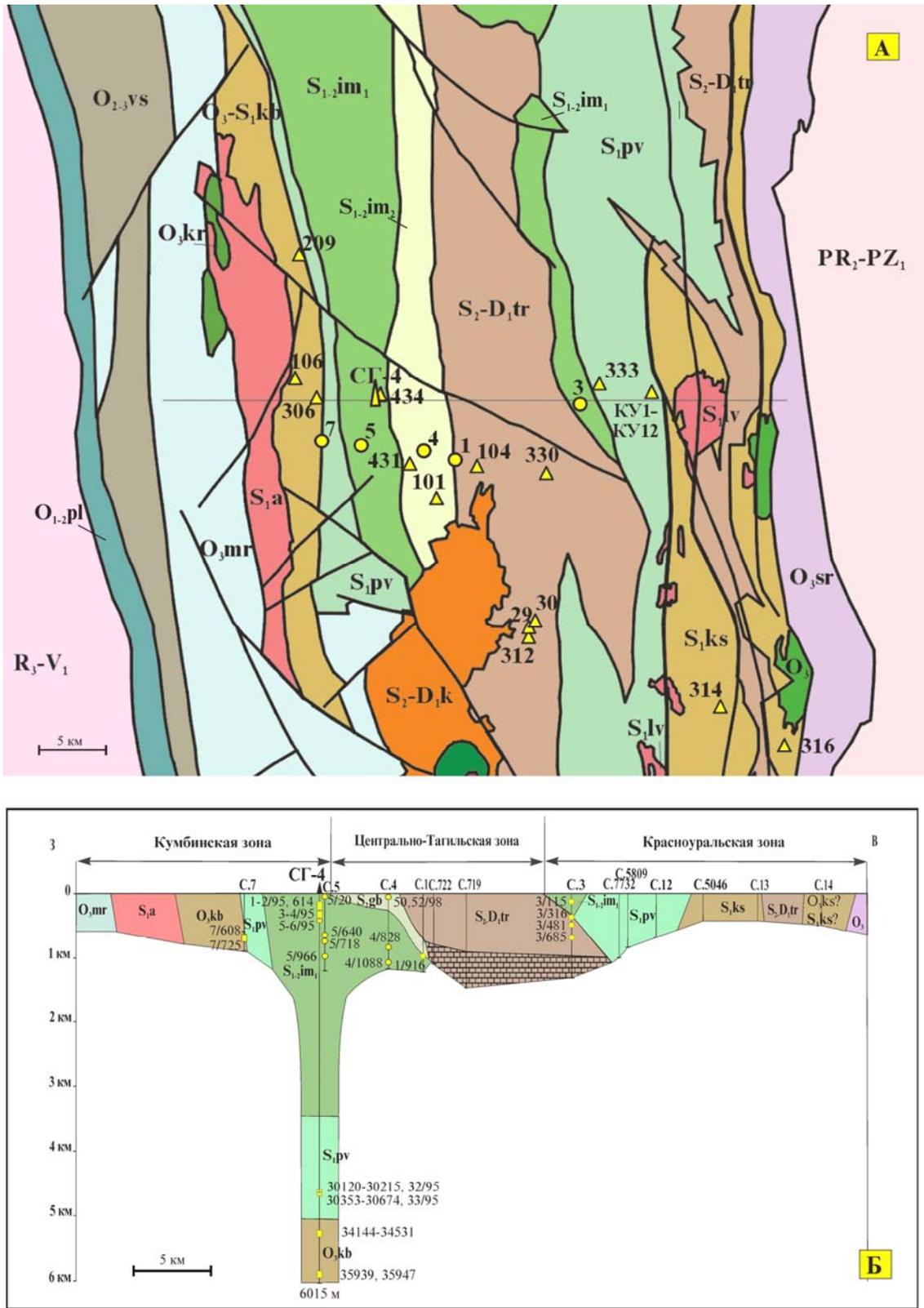


Рис.2.1 Схема опробования раннепалеозойских вулканитов основного-среднего состава Тагильской структуры: А – по поверхности, Б – в СГ-4 и структурных скважинах. Желтыми значками показаны точки опробования с номерами образцов. Условные обозначения см. рис. 1.1.

Система	Отдел Ярус	Комплекс	Лито-логи- ческая колонка	Толща	Глубина	Краткое описание разреза
СИЛУРИЙСКАЯ	Нижний-верхний силур (венлок-лудлов S <sub>1w</sub> -S <sub>2d</sub> )	ИМЕНОВСКИЙ		Эффузивная	430	Лавы базальтов и андезитбазальтов с горизонтами брекчий и гиадокластитов. Редкие слои псефит-агломератовых туфов, псаммитовых и алевритовых тефроидов, прослой углеродистых силлицитов. <b>Базальты и андезитбазальты мицдалекаменные афировые (подушечные и шаровые лавы, инт. 28-265 м), порфиновые пироксен-плагноклазовые (массивные лавы, инт. 265-384 м) и плагноклаз-пироксеновые (массивные лавы, инт. 397-430 м).</b> Дайки субвулканических базальтов (инт. 49,9-79,0 м; 84,0-88,0 м; 90,0-92,3 м; 384-396 м; 189,8-193,0 м; 249,0-250,0 м) и меланобазальтов (инт. 79,3-84,1 м; 193,0 -201,4 м).
				Вулканокластическая верхняя	1872	Туфы и тефроиды порфирировых плагноклазовых и пироксен-плагноклазовых базальтов и андезитбазальтов псефитовые и агломерат-псефитовые, грубослонистые с прослоями псефит-псаммитовых разностей; в инт. 1005-1720 м с прослоями ритмично-слоистых алевритовых, псаммитовых и псефитовых тефроидов. Гипабиссальные интрузии кварцевых диоритов (инт. 770-875 м, 1485,1-1497,22 м), дайки субвулканических базальтов (инт. 695,0-700,0 м; 618-619 м; 922,6-942,5 м, 1023-1025 м) и меланобазальтов (1477,7-1485,04 м).
				Вулканокластическая нижняя	2640	Переслаивание туффитов с туфами и тефроидами. Туффиты базальтовые с примесью редких терригенных обломков, псаммитовые и алевритовые туффиты переслаиваются, иногда ритмично-слоисто, с углеродистыми пиритизированными туфоалевропелитами. Туфы и тефроиды порфирировых пироксен-плагноклазовых базальтов псефит-агломератовые и псефит-псаммитовые, несортированные преобладают ниже 1959 м.
				Переходная верхняя	2980	Ритмично-слоистые туффиты и тефроиды порфирировых пироксен-плагноклазовых и плагноклазовых базальтов и андезитбазальтов; псаммитовые и псефитовые разности с примесью глыбовых обломков. Дайка меланодолерита (инт. 2814,27-2815,18 м)
				Переходная нижняя	3487	Градационно-слоистые туффиты от агломерат-псефитовых до псаммитовых и алевритовых базальтовые, с гл. 3290 м смешанного дацит-базальтового состава с редкой терригенной примесью, с прослоями углеродистых туфопелитов. Интрузивное тело диоритов (инт. 3411,66-3462,87 м), дайки меланобазальтов (инт. 3124,05-3124,61 м; 3217,2-3217,93 м; 3259,4-3260 м; 3283,85-3284,4 м; 3295,46-3295,62 м) и лейкодолеритов (инт. 3344,95-3348,94 м).
	Нижний силур (лландоверг-венлок S <sub>1l-w</sub> )	ПАВЛИНСКИЙ		Флишоподная верхняя	3500	<b>Инт. 3487-4340 м.</b> Туффиты дацитовые, реже смешанные андезитбазальт-дацитовые псефит-псаммитовые и алевритовые, с примесью редких терригенных обломков. Туффиты переслаиваются с кремнистыми и углеродисто-кремнистыми туфоалевропелитами и туфопелитами. <b>Инт. 3850-3860 м.</b> Туфогравилесчаники плагноклаз-кварцевые (субграувакковые). <b>Инт. 4340-4470 м.</b> Туффиты и тефроиды андезитбазальтовые-андезитовые. <b>Инт. 4470-4563 м.</b> Туфы андезитов и андезитбазальтов. <b>Инт. 4563-4617 м.</b> Туффиты и тефроиды смешанного дацит-андезит-андезитбазальтового состава. Вулканогенно-осадочные породы вмещают интрузивные тела габбродиоритов (инт. 3654,16-3668,7 м; 3675,74-3682,4 м) и секущие дайками меланодолеритов (инт. 3669,05-3675 м; 4193,7-4197,73 м; 4199,84-4205,06 м; 4437,28-4443,9 м; 4462,64-4464,7 м) и пикродолеритов (инт. 3786,02-3788,31 м; 3795,54-3799,49 м; 3955,6-3958,2 м; 3977-3977,4 м; 3989,6-3990,2 м; 4015,33-4015,59 м; 4020,72-4021,3 м).
				Флишоподная нижняя	4617	<b>Андезиты, андезитбазальты и базальты (шаровые и массивные лавы) пироксен-плагноклазовые (инт. 4617-4648 м), пироксеновые и плагноклаз-пироксеновые (инт. 4657-4712 м).</b> <b>Инт. 4712-4890 м.</b> Туфы и тефроиды андезитов и андезитбазальтов с интрузиями габбродиоритов (инт. 4715,43-4734,78 м; инт. 4807,38-4835,84 м) и секущими дайками меланодолеритов (инт. 4550,7-4553,23 м; 4556-4562,67 м; 4665,6-4666,65 м; 4801,53-4807,38 м) и пикродолеритов (инт. 4711,73 м; 4727,98-4729,01 м; 4767,19-4768,69 м; 4781,8-4786,33 м; 4793,06-4798,14 м). <b>Инт. 4890-5056 м.</b> Туффиты тонкослоистые псаммитовые, алевритовые, алевропелитовые, углеродисто-кремнистые алевропелиты и силлициты, с интрузиями габбродиоритов (инт. 4906,96-4911,7 м) и диоритов (инт. 5001,26-5005,24 м) и секущими дайками пикродолеритов (инт. 4984,62-4986,99 м; 4991-4993,28 м; 5017,36-5018,02 м; 5090,83-5091,76 м).
				Эффузивная	5264	Радиолярные силлициты (инт. 5056-5072 м), тефроиды и гиадолавакляститы базальтов (инт. 5072-5184 м), дайка меланодолеритов (инт. 5150,55-5156,0 м). <b>Инт. 5184-5264 м. Базальты мицдалекаменные афировые и редкопорфирировые (шаровые и массивные лавы),</b> в кровле потоков тематитизированные; брекчин и гиадолавакляститы базальтов.
				Эффузивная	5500	Плагнофирировые дациты, андезидациты и риолиты, редкие андезиты (лавы и субвулканические тела, лаво-гиадокластиты), участками изменены до кварц-серпентитовых метасоматитов, вмещают субвулканические тела габбро-долеритов (инт. 5419,6-5455,0 м; 5529,85-5562,9 м; 5598,0-5623,5 м; 5788,6-5793,0 м; 5832,0-5843,0 м), дайку меланодолеритов (инт. 5793,0-5819,0 м). <b>Инт. 5920-6015 м. Базальты мицдалекаменные афировые (массивные лавы)</b> с дайками меланодолеритов (инт. 5991,0-5996,0 м) и роговообманковых меланодолеритов (инт. 5936,0-5943,0 м; 5950,0-5964,0 м; 5968,0-5973,0 м; 5984,0-5986,0 м).
				Эффузивная	6015	

Рис. 2.2. Геологический разрез Уральской скважины СГ-4. Белыми линиями (без масштаба) показаны дайки, секущие ( $\angle 10-50^\circ$  к оси керна) более пологослоистые ( $\angle 60-80^\circ$ ) осадочно-вулканогенные образования.

Верхний подкомплекс на поверхности в западной части полосы выходов сложен субвулканическими и лавовыми телами плагиодацитов-плагиориолитов, вмещающих Кабанские колчеданные месторождения. К востоку кислые породы фациально замещаются подушечными и шаровыми лавами афировых - редкопорфировых базальтов. Мощность подкомплекса по поверхности оценивается в 500-1300 м (Геологическое..., 1993). Верхнекабанский подкомплекс вскрыт Уральской СГ-4 в инт. 5056-6015 м мощностью ~960 м (рис. 2.2). Базальты залегают двумя лавовыми горизонтами. Верхний горизонт мощностью около 80 м (инт. 5184-5264 м). Нижний горизонт (инт. 5920-6015 м) образован лавовыми телами базальтов мощностью 7-12 м (инт. 5920-5932 м; 5943-5950 м; 5980-5988 м; 6005-6015 м), дайками меланодолеритов и роговообманковых меланодолеритов, и единичными субвулканическими телами андезидацитов. Базальты имеют афировый облик, образуют потоки массивных и шаровых лав мощностью 2-6 м, в кровле и подошве базальты обильно миндалекаменные, часто брекчированные.

Между горизонтами базальтов залегает мощная (650 м) толща вулканитов преимущественно кислого состава (вулканокупольная структура?). Она сложена (сверху-вниз) субвулканическими кварцсодержащими плагиодацитами (инт. 5264-5294 м), лавами миндалекаменных плагиориолитов, сопровождающихся лавовыми брекчиями, лаво- и гиалокластитами кислого и смешанного состава (инт. 5294-5317 м), субвулканическими плагиодацитами (от плагиоандезидацитов, и более редких андезитов до плагиориолитов) (инт. 5317-5920 м). Кислые вулканиты вмещают субвулканические тела габбро-долеритов мощностью до 17-33 м, дайку меланодолеритов, вблизи которых изменены до кварцсерицитовых метасоматитов (рис. 2.2). Вулканическая толща в верхней части сложена лавовыми брекчиями, лаво- и гиалокластитами базальтового либо смешанного состава (инт. 5072-5184 м). *Вулканические породы верхнекабанского подкомплекса образуют базальт-плагиодацит-плагиориолитовую ассоциацию.*

Вулканогенные образования перекрыты радиоляриевыми силицитами (инт. 5056-5072 м) с конодонтами верхнего ордовика (не моложе среднего карадока) и вулканогенно-осадочными алевропелитами и силицитами (инт. 5006-5056 м) с конодонтами верхов нижнего лландовери силура (Иванов, 1998; Иванов и др., в печати). Мощность осадков, перекрывающих кабанский комплекс, около 65 м.

**Красноуральский комплекс** ( $S_1ks$ ) выходит на поверхность двумя полосами, которые разделены тектонически блоками образований позднего силура – раннего девона и раннего-среднего девона (рис.2.1). Узкая восточная (Вересовская) полоса (1-2 км) отделяется Серовским разломом от мафит-ультрамафитовых пород Серовского пояса. Западная (Красногвардейская) полоса более широкая (3,5-4 км), на западе тектонически граничит с

вулканитами павдинского комплекса. По определениям конодонтов из линз яшмоидов среди афировых базальтов красноуральский комплекс отнесен к раннему силуру (Иванов и др., 2004). О тектоническом положении пород крайне восточной (Вересовской) полосы Красноуральской свиты высказаны противоречивые мнения. Стратиграфически они включаются в красноуральскую свиту (Сбор..., 1983 и др.), а формационно отнесены к кабанскому комплексу (Корреляция..., 1991). В силу такой неопределенности вулканиты восточной полосы в тексте рассматриваются как нижнекрасноуральский подкомплекс, вулканиты западной полосы – как верхнекрасноуральский подкомплекс.

Нижний подкомплекс (мощностью до 500-1000 м) сложен лавами афировых и редкопорфировых базальтов, их лаво- и гиалокластитами с редкими прослоями яшмоидов. Кислые породы представлены субвулканическими телами плагиофировых риодацитов, по объему (1-3%) они резко подчинены вулканитам основного состава (Корреляция ..., 1991). *Вулканические породы образуют базальтовую, содержащую плагиориодациты, ассоциацию.*

Верхний подкомплекс слагают лавы, брекчии и лавокластиты афировых и редкопорфировых андезибазальтов, андезитов и дацитов. Вулканиты среднего состава доминируют в нижней части разрезов (Отчет..., 1986). В структурной скв. 8121, вскрывшей 730 м образований верхнего подкомплекса, андезиты и андезибазальты, их брекчии и лавокластиты залегают в нижней части разреза (инт. 430-730 м) (Провести..., 1988). Они перекрываются дацитами, андезидацитами и андезитами (инт. 20-430 м) – плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми с микролитовой, фельзит-микролитовой и пилотакситовой структурой, секутся дайками долеритов (инт. 220-355 м). Помимо даек долеритов вулканиты включают многочисленные мелкие интрузии плагиогранитов-диоритов левинского комплекса раннего силура (S<sub>1lv</sub>), который считается формационным аналогом арбатского комплекса в западном борту Тагильской структуры (Корреляция..., 1991). С вулканитами среднего-кислого состава связаны проявления колчеданной Cu-Zn минерализации и рудные тела полиметаллического колчеданного Красногвардейского месторождения. Мощность верхнекрасноуральского подкомплекса существенно выше, чем верхнекабанского: 1250-2000 м и более (Геологическое..., 1993). *Вулканические породы образуют андезибазальт-андезит-плагиодацитовую ассоциацию.*

## **2.2. Вулканические ассоциации силура - раннего девона**

Осадочно-вулканогенные образования павдинской свиты раннего силура в районе СГ-4 выходят на поверхность двумя полосами: узкой в западной части Тагильской структуры (в Кумбинской зоне) и широкой в восточной части (в Красноуральской зоне) (рис.2.1). Эти блоки разделены выходами более поздних отложений именновской и турин-

ской свит. Севернее, в районе п. Павда выходы павдинской свиты сливаются в единую субмеридиональную полосу. Вулканогенные образования (туфы и лавы) преобладают в восточной зоне, где они выделены под названием *липовского комплекса* (Провести ..., 1988; Румянцева и др., 1989). В западной полосе – в *павдинском комплексе* доля вулканитов уменьшается за счет увеличения в разрезе вулканогенно-осадочной (туфотурбидитовой) составляющей (Наркисова и др., 2000; Носова и др., 2000). Ранее западная часть раннесулурийского разреза (в районе СГ-4) выделялась как «флишоидная толща» и включалась либо в кабанскую свиту (Зенков, Коровин, 1985), либо в именновскую свиту (Провести ..., 1988; Отчет..., 1995).

**Павдинский комплекс** ( $S_{1pv}$ ). Выходы пород павдинского комплекса прослеживаются к востоку от кабанского. Павдинская толща несогласно (тектонически) перекрывает кабанскую в разрезе СГ-4 (инт. 3487-5056 м) и в скв.7 (рис. 2.1). По различным оценкам мощность комплекса составляет от 1000-1500 м (Провести..., 1988) до 2000-2500 м (Корреляция..., 1991). В СГ-4 мощность около 1570 м (рис. 2.2). По определениям конодонтов, граптолитов и хитинозой из осадочных пород из основания (инт. 5014,4-5022,6 м) и верха (инт. 3525,0-3885,0 м) павдинской толщи возраст вулканогенных образований лландоверийский - от верхов нижнего лландовери и не моложе низов венлока (Иванов, 1998; Иванов и др., 2004). Возраст трондьемитов левихинского габбро-диорит-трондьемитового комплекса, коагматичного вулканитам павдинской свиты (Корреляция..., 1991), датируется в 430 млн лет (Rb-Sr) (Попов и др., 2003).

В составе стратифицированной толщи значительное место занимают глубоководные вулканогенно-осадочные отложения - градиационно-слоистые псефитовые, псаммитовые, алевропелитовые туфотурбидиты, сопровождающиеся углеродсодержащими силицитами ( $\angle 65-85^\circ$  к оси керна). Пачки этих пологослоистых пород чередуются с плохо сортированными грубослоистыми глыбово-псефитовыми вулканогенно-обломочными отложениями (образованиями грязекаменных и пирокластических потоков). Состав вулканокластики базальтовый, андезибазальтовый, андезитовый, изредка плагиориодацитовый (в СГ-4 в инт. 3300-4000 м).

Эффузивные породы составляют незначительную часть (до 5%) и на поверхность в западной части комплекса выходят лишь плагиориодациты в виде цепочки экстрезивных куполов (Сбор..., 1983; Геологическое..., 1993; Отчет..., 1995). В СГ-4 встречены эффузивные породы основного-среднего состава в средней части комплекса - два лавовых горизонта общей мощностью около 86 м. Они сложены маломощными потоками массивных и шаровых лав миндалекаменных порфировых базальтоидов, среди которых доминируют андезибазальты и андезиты. Нижний лавовый горизонт (инт. 4657-4712 м) сложен пре-

имущественно крупнопорфировыми плагиоклаз-пироксеновыми андезибазальтами и базальтами. В ассоциации с ними встречается подчиненное количество пироксен-плагиоклазовых базальтов, андезибазальтов и андезитов. Верхний лавовый горизонт (инт. 4617-4648 м) сложен мелкопорфировыми плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами и андезитами. Павдинская толща в разрезе, вскрытом СГ-4, включает согласные интрузивные тела Нbl габбродиоритов мощностью от 5-7 м до 14-29 м и многочисленные секущие маломощные дайки (Ol?)-Нbl пикродолеритов, Нbl меланодолеритов и меланобазальтов. *Вулканические породы павдинского комплекса образуют базальт-андезибазальт-андезит-риодацитовую ассоциацию.*

**Липовский комплекс** (S<sub>1</sub>lp) в районе СГ-4 слагает протяженный тектонический блок, расположенный западнее красноуральского комплекса (Липовско-Калугинскую грядку). Мощность вулканогенных толщ оценивается в среднем в 1000 м (Корреляция..., 1991). По геологическому положению относительно вулканитов красноуральского комплекса липовские вулканиты являются более поздними образованиями (Групповое..., 1984).

Строение липовской вулканогенной толщи во многом аналогично павдинской: лавовые горизонты расположены в средней части разрезов, в нижней части разрезов присутствуют экструзии плагиодацитов. В составе комплекса доминируют вулканокластические и вулканогенно-осадочные образования (туфы, туфотурбидиты). Доля эффузивных пород выше, чем в павдинском комплексе, мощность эффузивных толщ здесь достигает 250-650 м. Эффузивные породы имеют подушечный и массивный облик, представлены миндалекаменными порфировыми базальтоидами. По составу, как и в павдинском комплексе, доминируют андезибазальты и андезиты. Преобладают пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые, иногда с оливином, базальтоиды. Эти породы отнесены Н.А. Румянцевой (Румянцева и др., 1989) к бонинитам и плагиобонинитам. С пироксеновыми разностями базальтоидов, как и в западной зоне Тагильской структуры, тесно ассоциируют плагиоклазовые - пироксен-плагиоклазовые разности; однако здесь они встречаются преимущественно в вулканокластических и субвулканических фациях.

Пироксеновые разности базальтоидов доминируют в разрезах к западу - северозападу от г. Красноуральска (скв. 5809, 7903 и др.), а западнее (в районе г. Липовой) и восточнее (в скв.12) возрастает доля плагиоклазовых базальтоидов. В скв. 5809 (Провести..., 1988; Румянцева и др., 1989) в нижней части разреза (инт. 659-840 м) залегают туфы плагиоклазовых - пироксен-плагиоклазовых базальтоидов. Выше располагаются массивные и подушечные лавы и гиалокластиты пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых базальтоидов: порфировые «плагиобониниты» (инт. 500-659 м) и «бониниты» (инт. 377-500

м), афировые и микропорфировые «бониниты» (инт. 84-377 м), порфировые «плагиобониниты» (инт. 13-84 м). Эффузивы сопровождаются редкими слоями туфов. В скв.12 (Отчет..., 1966; Сбор..., 1983) вулканогенная толща, вскрытая на 632 м, сложена грубообломочными туфами и лавами пироксен-плагиоклазовых андезибазальтов и андезитов (инт. 260-330 м, 100-120 м и 60-80 м), реже плагиоклаз-пироксеновыми базальтами (инт. 90-100 м). *Вулканические породы липовского комплекса образуют базальт-андезибазальт-андезит-плагиориодацитовую ассоциацию.*

Осадочно-вулканогенные образования именовской свиты раннего-позднего силура представлены именовским и гороблагодатским комплексами (нижняя и верхняя толщи, соответственно).

**Именовский комплекс** ( $S_{1-2}im_1$ ). Именовская толща вулканитов выходит на поверхность широкой полосой (3,5-4 км) в западной части Тагильской структуры восточнее павдинского комплекса. В разрезе СГ-4 именовская толща мощностью около 3500 м (инт. 30-3487 м) тектонически перекрывает павдинскую (рис. 2.2). Восточнее, в Центрально-Тагильской зоне, именовские вулканиты залегают под образованиями гороблагодатского и туринского комплексов (скв. 1, 4); контакты с породами окружения здесь так же тектонические. В восточной (Красноуральской) зоне именовские вулканиты слагают узкий (1,3-2,0 км) тектонический блок, ограниченный на западе тектонической зоной Туринского надвига, по которой вулканогенные образования Красноуральской зоны смещены на запад, а именовские вулканиты перекрывают образования туринской свиты (скв. 3). На востоке именовские вулканиты имеют тектонический контакт с липовским комплексом. Возраст именовской толщи в районе СГ-4 не имеет фаунистического обоснования. Эти образования отнесены к нижнему-верхнему силуру по геологическому положению: они залегают выше фаунистически охарактеризованной павдинской толщи нижнего силура и ниже гороблагодатской толщи верхнего силура (Разработка..., 1999). О нормальном геологическом положении именовских толщ свидетельствует то, что они секутся диоритами северорудничного габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, комагматичного вулканитам гороблагодатского комплекса (Корреляция..., 1991), возраст которых датируется в  $416 \pm 1,5$  млн лет (Rb-Sr) (данные С.В. Бубнова, ИГЕМ РАН).

Вулканогенная толща именовского комплекса сложена преимущественно грубообломочными туфами и тефроидами базальтоидов (отложениями пирокластических и грязекаменных потоков). Они сопровождаются слоистыми мелкообломочными отложениями (туфотурбидитами) и довольно редкими прослоями силицитов, количество которых сверху разреза снижается. Эффузивные породы (вскрыты в СГ-4 и в скв. 5, 4, 1, 3) залегают обычно в верхах вулканогенных толщ. Мощность эффузивных толщ достигает 200-400 м,

а в разрезах, где они переслаиваются с вулканогенно-обломочными породами - до 700 м. Эффузивные породы представлены миндалекаменными и массивными базальтами и андезибазальтами - порфировыми и афировыми разностями. Среди *порфировых* базальтоидов, так же, как в павдинско-липовской ассоциации, присутствуют пироксеновые - плагиоклаз-пироксеновые разности и плагиоклазовые - пироксен-плагиоклазовые разности. В разрезе СГ-4 вулканогенная толща включает преимущественно секущие интрузивные тела габбродиоритов и кварцевых диоритов, дайки (О1?)-Рх меланобазальтов, Pl-Рх меланобазальтов (рис. 2.2).

В СГ-4 эффузивная толща (инт. 30-430 м) образована потоками лав и редкими субвулканическими телами базальтов и андезибазальтов (рис. 2.2). В нижней (инт. 397-430 м) и верхней (инт. 30-50 м) частях толщи залегают небольшие по мощности горизонты массивных лав мелкопорфировых плагиоклаз-пироксеновых базальтов. Среднюю часть толщи мощностью ~120 м (инт. 265-384 м) слагают массивные лавы обильно-крупнопорфировых плагиоклазовых базальтов и андезибазальтов. Верхнюю часть эффузивной толщи мощностью ~150 м (инт. 117-265 м) образуют подушечные лавы миндалекаменных афировых базальтов и андезибазальтов. Афировые базальтоиды сопровождаются редкими прослоями углеродсодержащих радиоляриевых кремнистых осадков.

В районе СГ-4 несколькими структурными скважинами (скв. 5, 4, 1, 3) вскрыты мощные (300-700 м) вулканогенные толщи базальтоидов: лав и вулканогенно-обломочных пород. Скв. 5, расположенной к югу от СГ-4 (рис. 2.1), вскрыты лавы пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых базальтов мощностью 30-180 м (инт. 12-40 м, 600-783 м) и лавы плагиоклазовых базальтов мощностью около 130 м (инт. 851-980 м). Скв. 4 вскрыла несколько горизонтов лав пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых базальтов мощностью 10-80 м (в инт. 348-973 м), и мощную толщу (около 200 м) лав обильнопорфировых плагиоклазовых базальтов и андезибазальтов (инт. 973-1180 м). В скв. 1 толща массивных лав мощностью около 300 м пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых базальтов залегает на глубине 908-1200 м под вулканогенными образованиями гороблагодатского и туринского комплексов. В восточной зоне структуры лавовая толща мощностью около 300 м плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтоидов, вскрытая скв. 3, залегает на вулканогенных образованиях туринского комплекса. *Вулканические породы именновского комплекса образуют базальт-андезибазальтовую ассоциацию.*

**Гороблагодатский комплекс** ( $S_{1-2}im_2$ ) выходит на поверхность в западной части Центрально-Тагильской зоны в полосе шириной 2-5 км (рис. 2.1). Вулканогенная толща погружается на восток и в центральной части структуры перекрывается образованиями туринского комплекса (скв. 1 и 4). Контакты с именновскими и туринскими отложениями

тектонические, но не исключается и нормальное стратиграфическое залегание (Провести..., 1988; Групповое..., 1984). Гороблагодатская толща вулканитов относится к верхней части именованной свиты (Сергиевский, 1948; Штрейс, 1951). В самостоятельный комплекс отдельно от именованной эти образования выделены Н.А. Румянцевой с соавторами (Провести..., 1988) и Ю.С. Каретиным (2000).

Базальты слагают нижние части разрезов - западную часть Центрально-Тагильской зоны. Здесь на поверхность выходят подушечные лавы и туфы афировых - редкопорфировых базальтов. Эти образования прорываются редкими экструзиями трахибазальтов. Восточнее, кверху разрезов, вулканиты фациально замещаются вулканогенно-осадочными породами, среди которых встречаются маломощные (~4 м) потоки массивных базальтовых лав и редкие субвулканические дайки дацитов и трахидацитов (скв. 1, 4). Осадочно-вулканогенная толща мощностью ~1200-1700 м перекрывается карбонатными породами. Возраст вулканогенных образований по фауне из перекрывающих известняковых конгломератов позднесилурийский, не моложе лудлова-пржидолия (Разработка..., 1999). Возраст диоритов северорудничного габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, комагматичного вулканитам гороблагодатского комплекса (Корреляция..., 1991), датируется в  $416 \pm 1,5$  млн лет (Rb-Sr) (данные С.В. Бубнова, ИГЕМ РАН). *Вулканические породы гороблагодатского комплекса образуют базальтовую, содержащую дациты-трахидациты, ассоциацию.*

Осадочно-вулканогенные образования позднего силура – раннего девона представлены туринским комплексом.

**Туринский комплекс** ( $S_2-D_{1tr}$ ) выходит на поверхность широкой полосой (до 10-15 км) в Центрально-Тагильской зоне (рис. 2.1). На широте СГ-4 туринская осадочно-вулканогенная толща залегает на известняках, перекрывающих гороблагодатскую толщу. Пространственные соотношения туринских и гороблагодатских образований недостаточно ясны. В различных разрезах (по скважинам и в обнажениях) фиксируется и тектонически несогласное, и нормальное стратиграфическое залегание (Групповое..., 1984; Провести..., 1988). На востоке образования туринского комплекса ограничены Туринским надвигом, по которому они перекрываются вулканогенными толщами Красноуральской зоны - именованским и липовским комплексами. Возраст вулканогенных образований по фауне из сопутствующих осадочных пород ограничивается пржидолием-лохковым (Румянцева и др., 1995; Разработка..., 1999 и др.). Возраст сиенитов кушвинского габбро-сиенитового комплекса, комагматичного вулканитам туринского комплекса, составляет  $395 \pm 10 - 425 \pm 12$  млн. лет (K-Ar по биотитам из сиенитов) (Разработка..., 1999).

В типичном для центральной зоны разрезе на широте СГ-4 (скв. 719) брекчированные известняки (инт. 1260-1445-м) фациально замещаются полимиктовыми вулканогенно-

осадочными (инт. 812-1260 м) и затем вулканическими породами (инт. 0-812 м), представленными латитами в виде подушечных и массивных лав, и туфов с субвулканическими дайками латитов и шошонитов. В разрезах на поверхности широко развиты игнимбритоподобные лавы и лавобрекчии латитов с субвулканическими телами того же состава, относимые также к спекшимся туфам (Корреляция..., 1991; Разработка..., 1999). Мощность эффузивных толщ (по скв. 719, 722, 3) достигает 400-800 м (Изучение..., 1985). Мощность осадочно-вулканогенных толщ оценивается, в среднем, в 1000-1500 м, участками (г. Еловица в восточной части Центрально-Тагильской зоны) достигает 3000 м. *Вулканические породы туринского комплекса образуют шошонит-латитовую ассоциацию.*

### **2.3. Последовательность формирования вулканических ассоциаций**

Раннепалеозойские вулканогенные комплексы южной части Тагильской структуры различаются по составу ассоциаций вулканических пород и соотношению вулканитов различной кремнекислотности, а также по соотношению эффузивных, вулканокластических и вулканогенно-осадочных фаций, и сопутствующих им фаций осадочных пород. По некоторым общим чертам состава и строения вулканогенных толщ, позволяющим восстановить палеовулканическую обстановку, можно выделить три группы вулканических комплексов (рис. 2.3).

*В позднем ордовике – раннем силуре* были сформированы кабанский (O<sub>3</sub>) и красноуральский (S<sub>1</sub>l<sub>1-2</sub>) комплексы. Инициальный вулканизм имел базальтовый характер, этому этапу соответствуют нижнекабанский и нижнекрасноуральский? подкомплексы базальтов с низкой долей (<1-3%) вулканитов кислого состава. Затем последовал базальт-плагиодацит-плагиориолитовый вулканизм верхнекабанского подкомплекса и андезит-базальт-андезит-плагиориодацитовый вулканизм верхнекрасноуральского подкомплекса.

Вулканогенные образования представлены эффузивными и эффузивно-кластическими фациями базальтоидов и кислых пород, субвулканическими фациями кислых пород; крайне редкими вулканогенно-осадочные образования. Лавы базальтоидов обычно имеют подушечную или шаровую отдельность, сопровождаются гиалокластитами. Все это свидетельствует в пользу подводной (возможно, глубоководной) обстановки базальтоидного вулканизма. Лавы базальтов нижних подкомплексов, прорываемые дайками кислых пород, изливались, скорее всего, из трещинных вулканов. В верхних подкомплексах возникли щитовые вулканы и, судя по присутствию мощных толщ кислых эффузивных и субвулканических пород (вулканокупольных структур?), вулканизм приобрел черты центрального типа. Афировый - редкопорфировый облик базальтоидов (и пород кислого состава) предполагает высокую скорость продвижения магматических расплавов к поверхности и невысокую степень дифференциации. Верхнекабанский комплекс

в разрезе СГ-4 перекрыт кремнистыми туфоалевропелитами и радиоляриевыми силицитами (~65 м), что дает основание предположить перерыв в вулканической деятельности и тектоническую перестройку.

В раннем-позднем силуре были сформированы павдинский - липовский ( $S_{1l-w}$ ) и именновский ( $S_{1w-S_{2ld}}$ ) комплексы. Общим для этих стратифицированных вулканогенных толщ является значительный объем вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород, присутствие глубоководных осадочных пород (силицитов) и подчиненное количество пород эффузивной и субвулканической фаций. В раннем силуре (павдинский и липовский комплексы) резко возрастают объемы вулканитов среднего состава, вулканиты представлены базальт-андезибазальт-андезит-риодацитовый ассоциацией, в составе которой доминируют андезибазальты и андезиты. Вулканизм раннего - позднего силура (именновский комплекс) имел базальт-андезибазальтовый характер.

Силурийские базальтоиды имеют порфировый и обильно-порфировый облик, и характеризуются разнообразным петрографическим составом (с преобладанием клинопироксена либо плагиоклаза во вкрапленниках). Это является признаком продолжительного интрателлурического этапа эволюции магматических расплавов в промежуточных камерах. Увеличение продолжительности существования магматических расплавов, так же, как и значительные объемы вулканокластических пород, следует связывать с вулканизмом центрального типа.

Обстановка вулканических излияний базальтоидов в силуре соответствовала подводной, поскольку лавы базальтоидов часто имеют шаровой или подушечный облик. Об этом так же свидетельствует присутствие в вулканогенных толщах *павдинского* комплекса глубоководных вулканогенно-осадочных отложений - градационно-слоистых туфотурбидитов, сопровождающихся радиоляриевыми углеродсодержащими силицитами. В вулканогенных толщах *именновского* комплекса туфотурбидитовые отложения нижних частей разрезов кверху разрезов фациально замещаются грубообломочными отложениями (грязекаменных и пирокластических потоков), в составе цемента появляется хемогенное карбонатное вещество. В течение силура, таким образом, глубоководная обстановка вулканизма сменилась менее глубоководной-суаэральной. Доля вулканогенно-осадочных и осадочных пород в вулканогенных толщах силура снижается с запада на восток, то есть наблюдается фациальная неоднородность по латерали.

Возраст, млн. лет				Свита, фаунистические и радиологические датировки	Вулканические комплексы и ассоциации вулканических пород		
					Западная зона (Кумбинская)	Центральная зона (Центрально-Тагильская)	Восточная зона (Красноуральская)
400	девон	ранний	лохков	Туринская $S_2-D, tr$ пржидолий - лохков <b>395±10-425±12***</b>		туринский шошонит-латитовая ассоциация	
			408				
414		поздний	пржидолий	Именновская $S_{1-2} im_{1-2}$ венлок - ранний лудлов <b>416**</b>		гороблагодатский базальтовая, содержащая дациты-трахидациты, ассоциация	
			414				
421	силур	ранний	лудлов			именновский базальт-андезибазальтовая ассоциация	
			421				
428		ранний	венлок	Павдинская $S_{prv}$ верхи нижнего лландовери - не моложе нижнего венлока <b>430*</b>	павдинский базальт-андезибазальт-андезит- плагиориодацитовая ассоциация		липовский базальт-андезибазальт-андезит- плагиориодацитовая ассоциация
			428				
438			лландовери	Красноуральская $S, ks$ ранний силур			красноуральский комплекс андезибазальт-андезит- плагиориодацитовая ассоциация
			438				
448	ордовик	поздний	ашгилл	Кабанская $O, kb$ поздний ордовик	верхнекабанский подкомплекс базальт-плагиодацит- плагиориолитовая ассоциация		
			448				
458			карадок		нижнекабанский подкомплекс базальтовая, содержащая плагиориодациты, ассоциация		нижнекабанский или нижнекрасноуральский? подкомплекс базальтовая, содержащая плагиориодациты, ассоциация
			458				

Рис. 2.3. Раннепалеозойские вулканические комплексы и ассоциации вулканических пород южной части Тагильской зоны. Фаунистические датировки по (Иванов, 1998 и др.). Радиологические датировки: \*- трондьемиты левихинского комплекса (Rb-Sr), комагматичные павдинским вулканитам (Попов и др., 2003); \*\* - диориты северорудничного комплекса (Rb-Sr), комагматичные гороблагодатским вулканитам (данные С.Н. Бубнова, ИГЕМ РАН); \*\*\* - сиениты кушвинского комплекса (K-Ar по биотиту), комагматичные туринским вулканитам (Разработка..., 1999).

Именновский вулканизм заканчивается излиянием лав афировых миндалекаменных базальтов и андезибазальтов. Лавы имеют подушечную отдельность, их сопровождают радиоляриевые кремнистые осадочные породы, что указывает на увеличение глубины излияния афировых базальтов по сравнению с базальтами порфирирового облика. Отсутствие (или малое количество) вкрапленников в вулканитах этого типа связано с быстрым продвижением магматических расплавов к поверхности. Обеспечить режим быстрого подъема магматических расплавов могли условия кратковременного растяжения.

*В позднем силуре – раннем девоне* были сформированы гороблагодатский ( $S_2ld-p$ ) и туринский ( $S_2p-D_1l$ ) комплексы. В этот период вулканизм приобретает черты переходного типа (к субщелочному) и затем имеет субщелочной характер. Вулканическая ассоциация гороблагодатского комплекса объединяет базальты переходного типа эффузивной фации, трахибазальты? и трахидациты субвулканической фации. Субщелочной вулканизм представляет шошонит-латитовая ассоциация туринского комплекса, в которой доминируют вулканиты среднего состава.

В составе гороблагодатской толщи значительные объемы занимают вулканокластические и вулканогенно-осадочные отложения, а подушечные лавы базальтов и субвулканические породы образуют лишь маломощные тела. В туринском комплексе эффузивные фации - подушечные и массивные лавы латитов, и экструзивные тела (игнимбритоподобные лаво- и гиалокластиты с субвулканическими телами того же состава) сопоставимы по объему с вулканогенно-осадочными отложениями. Позднесилурийские-раннедевонские вулканические породы в разрезах резко сменяются вулканогенно-осадочными и осадочными карбонатными отложениями, что характеризует обстановку вулканизма, в отличие от предшествующего, как подводную - субаэральную. Базальтоиды этих комплексов имеют преимущественно афировый и редкопорфирировый облик. Степень порфирировости базальтоидов снижается по сравнению с силурийскими вулканитами, что является признаком более короткого интрателлурического периода дифференциации их расплавов.

Изменение во времени палеообстановки и характера вулканизма, с которыми связаны различия в составе вулканических ассоциаций и в строении вулканогенных толщ (вулканогенных и осадочно-вулканогенных), а также перерыв в вулканизме, зафиксированный датировками конодонтов из кремнистых осадков в разрезе СГ-4, позволяют выделить ранние ( $O_3-S_1$ ) и поздние ( $S_{1.2}-D_1$ ) вулканические ассоциации. К ранним вулканическим ассоциациям отнесены: базальтовая (нижнекабанская и нижнекрасноуральская?) → базальт-плагиодацит-плагиориолитовая (верхнекабанская) → андезибазальт-андезит-плагиодацитовая (красноуральская). К поздним вулканическим ассоциациям отнесены:

базальт-андезитбазальт-андезит-плагиориодацитовая (павдинская и липовская) → базальт-андезитбазальтовая (именновская) → базальтовая (гороблагодатская) → шошонит-латитовая (туринская).

В раннепалеозойских вулканических ассоциациях Тагильской структуры всегда присутствуют вулканиды базальтового – андезитового состава, в вулканических толщах они обычно преобладают над кислыми породами. Эволюция магматизма и зональность структур современных островных дуг и континентальных рифтов реконструируется в значительной степени по базальтоидам, доминирующим в вулканических ассоциациях. Это определило выбор именно базальтоидов для дальнейших исследований. Изучение химического состава и геохимических особенностей базальтоидов дает возможность обсудить проблему происхождения базальтовых магм и тектоническую обстановку раннепалеозойского вулканизма в Тагильской структуре.

### 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И РАЗБРАКОВКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Проведено микроскопическое изучение раннепалеозойских базальтоидов в шлифах, на основе которого были выделены петрографические типы базальтоидов эффузивной (лавовой) фации, определена степень их вторичных изменений, установлены характерные особенности и отличия базальтоидов из разных вулканических комплексов. Исследовано содержание главных компонентов и элементов-примесей.

#### **Методы исследований.**

Петрогенные элементы определялись классическим методом “мокрой химии” и рентгено-флюоресцентным анализом (XRF). *Силикатный анализ* выполнялся в ИГЕМ РАН аналитиками Ю. В. Долининой и О. Г. Унановой по методикам, принятым в ЦХЛ ИГЕМ РАН; точность метода сотые-тысячные доли %. *Рентгенофлюоресцентный силикатный анализ* производился в ИГЕМ РАН на квантометре СРМ-25 (аналитик М. Михеев). Для контроля качества анализа использовались российские и внутриинститутские стандарты. Часть проб была проанализирована в ЦХЛ Объединенного института геологии, геофизики и минералогии Сибирского отделения РАН г. Новосибирска на рентгеновском анализаторе VRA-20R (производство фирмы «Карл Цейсс Йена», ГДР), руководитель Л.Д. Холодова, аналитик В. Б. Василенко. В качестве образца сравнения использовался государственный стандарт СГД-1А (габбро эссекситовое). При выполнении анализа на каждые 8 проб параллельно проводилось измерение двух стандартных образцов СГ-1А (альбитизированный гранит) и СТ-1А (трапп). Для большинства петрогенных элементов пределы обнаружения составили 0,02-0,005%, для оксидов Mg и Na 0,1 и 0,2%, соответственно.

Содержания элементов-примесей в породах определялись методами рентгенофлюоресцентного анализа (XRF), инструментального нейтронно-активационного анализа (INAA) и масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS).

*Рентгенофлюоресцентный анализ* (на 15 элементов-примесей) производился в ИГЕМ РАН на спектрометре "Респект-100" с компьютерным управлением (аналитик И.А.Толоконников), часть проб была проанализирована на XRF-спектрометре последовательного действия Philips PW2400. Определялись содержания Ca, Ti, V, Fe, Mn, Ni, Cr, Sc, Co, Cu, Zn, Pb, Th, Sr, Rb, Ba, Zr, Nb, Y. Порог чувствительности определяемых содержаний  $n - n \cdot 10$  г/т. Для контроля качества анализов использовались российские и международные (Германия) стандарты (MO2, MO4, ST-1A, SGD-1A и др.).

*Инструментальный нейтронно-активационный анализ* (на 28 элементов) производился в редкометальном отделении ИГЕМ РАН (аналитик А. Л. Керзин). Определялись содержания ряда элементов со следующим порогом чувствительности (г/т): K, Ca, Fe, Sr,

Rb, Zr, Ba, Sn - 100-1000; Cr, Zn, Br, Ga, Ge, Cd, Mo, Ag, Ce, Nd, Gd, W, Re - 10-1000; Na, As, Cs, Sb, Sm, Tb, Yb, Lu, Hf, Ta, Th, U - 1-5; Co, Sc, Mn, La, Eu, Ir, Ar - 0,1-0,5. При расшивке использовались ВМ, ВР и другие эталоны.

Анализ проб *методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой* (на 43 элемента) проводился в лаборатории ИМГРЭ на приборе Elan 6100 DRC (аналитик Д.З.Журавлев). Пределы обнаружения элементов составляли от 1-5 мг/т для тяжелых и средних по массе элементов (уран, торий, РЗЭ и др.) до 20-50 мг/т для легких элементов (бериллий, скандий и др.). В качестве стандартного образца использовался внутрилабораторный аттестованный образец горной породы, разложенный по той же методике, что и изучаемые образцы. Один образец (обр. 614) был исследован в лаборатории Геологической Службы США (г. Рэстон, Вирджиния) методами XRF, INAA, ICP-MS и др.

Содержания главных компонентов в клинопироксенах определялись в Лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии Геологического факультета МГУ (аналитики Н.Н. Коротаева и Е.В. Гусева). Анализ производился на сканирующем электронном микроскопе Camscan-4DV с энергодисперсионным анализатором Link AN-10000, при ускоряющем напряжении 15 kV и токе зонда на образце  $(1-3) \times 10^{-9}$  А. Пределы обнаружения элементов составляли (мас.%):  $K_2O >0,12$ ;  $SiO_2 >0,15$ ;  $TiO_2$  и  $Al_2O_3 >0,18$ ;  $FeO$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Cr_2O_3 >0,20$ ;  $Na_2O >0,5$ . Концентрации микропримесей в клинопироксенах (Ti, Cr, Sr, Zr, Ba, Th, Y, Nb, В, Li, Be, TR) определялись в Институте Микроэлектроники РАН, г. Ярославль (аналитики С.Г. Симакин, Е. Потапов) методом вторично-ионной масс-спектрометрии.

В работе использованы данные по изотопному составу Sr в исследуемых породах С.Н. Бубнова с соавторами (Бубнов и др., 2001; Комплексные..., 2001; Выполнить..., 2003), по изотопному составу Sr и Nd О.М. Розена с соавторами (1995, 1999), по изотопному составу Nd Н.А. Румянцевой (ВСЕГЕИ).

#### **Разбраковка аналитических данных.**

Исследуемые раннепалеозойские вулканиты преобразованы в условиях эпидот-хлоритовой и пренит-пумпеллиитовой субфации регионального метаморфизма, поэтому особое внимание было уделено отбору образцов и разбравке аналитических данных. Из рассматриваемых выборок по минералого-петрографическим и химическим критериям исключены сильно измененные породы, рассмотрены вариации содержаний элементов-примесей, определенных различными методами.

Региональный метаморфизм мог иметь субизохимический характер, при котором породы наследуют химический состав и особенности его вариаций. При этом в субизохимически измененных породах возможно локальное перераспределение элементов (K, Rb,

Ca, Na и др.) за счет образования новых минералов и агрегатов. Вместе с тем, и зеленокаменные, и зеленосланцевые изменения могут сопровождаться привнесом и/или выносом высокоподвижных во флюиде щелочных компонентов (Кейльман, Золоев, 1989; Метасоматизм..., 1998).

Степень изменения минерального состава пород устанавливалась по доле вторичных минералов (или измененного стекла) и новообразованных минералов, нетипичных для первичного состава вулканитов. Породы считались неизмененными, если содержание вторичных фаз составляло не более первых процентов, и измененными при более высоком их содержании (в том числе умеренно измененными – до 50% и сильно измененными – более 50%).

Петрографические наблюдения исследуемых вулканитов показали сильную степень их изменения, примерно 75-100%, и единственным, сохранившимся полностью или частично минералом этих пород, является клинопироксен.

1. В базальтоидах кабанского и красноуральского комплексов часто присутствуют новообразованный гематит (до 10-30%), эпидот (до 25%), в незначительном количестве может присутствовать серицит. Образование метаморфогенных минералов в условиях эпидот-хлоритовой субфации зеленосланцевого метаморфизма (Викентьев и др., 1999), отражается в значительных вариациях содержаний, прежде всего Ca, Na, K, Fe.

2. Вулканиты часто имеют миндалекаменный облик. Содержание карбонатного кальция в образцах с миндалекаменными текстурами легко устанавливается по химическому составу. В случаях, когда среди вторичных минералов, заполняющих миндалины, доминирует кварц, важное значение при выделении групп пород имела проверка на соответствие химического состава петрографическому. Например, среди афировых вулканитов именновского комплекса (инт 117-265 м в СГ-4) по химическому составу, наряду с базальтами и андезибазальтами, были выделены (Каретин, 2000) андезиты - исландиты. Эти андезитового состава вулканиты содержат многочисленные миндалины с кварцем и петрографически соответствуют базальтам; по данным из (Разработать..., 1995), было установлено, что относительно базальтов в «андезитах» не накапливаются некогерентные элементы, включая R3Э, то есть, они не дифференцированы относительно базальтов и, поэтому, не рассматриваются в данной работе.

Степень изменения химического состава пород определялась по стандартным критериям: величине потерь при прокаливании ППП (содержание H<sub>2</sub>O, P, F, Cl, S, C - флюидных компонентов, накапливающихся в процессе вторичных изменений), содержанию CO<sub>2</sub> (степень карбонатизации) и H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> (степень гидратации), отношению Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO (показатель окисленности). Для кайнотипных базальтов из современных островодужных обстановок

эмпирически установлены следующие значения этих показателей для неизменных пород:  $\text{ППП} < 1,5\%$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+ < 0,8\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} < 1$ ; для океанических базальтов типа N-MORB:  $\text{ППП} < 0,9\%$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+ < 0,3\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} < 0,3$  (Николаева, 1995, 1997). Для идентификации химически неизменных регионально метаморфизованных пород мафического состава рекомендуемая величина  $\text{ППП} < 8\%$ , для фельзических пород  $\text{ППП} < 4,0\%$ ; сумма  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 < 3,8\%$  (Harris et. al., 1999). С учетом значительного изменения минерального состава исследуемых пород, что является их региональной особенностью, для химически неизменных пород фельзического типа принята величина  $\text{ППП} < 5,0\%$ .

Определение неизменных образцов вулканитов по химическому составу и выбраковка химических анализов состояла из нескольких последовательных проверок, основная из которых - по величине  $\text{ППП}$  или  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ , превышающей установленные допустимые пределы. Проведена проверка выборок на экстремальные содержания главных компонентов, не удовлетворяющих условию ( $m \pm 2S$ ), то есть, отличающихся от среднего значения на величину более чем два стандартных отклонения. Этой проверкой, в частности, контролировалось присутствие карбонатного  $\text{CaO}$  в тех анализах, где  $\text{CO}_2$  не определялся. Величина  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  принималась (для пород каждого комплекса) как вполне удовлетворительная в пределах двух стандартных отклонений от среднего значения. Кроме указанных показателей рассматривался нормативный состав пород на присутствие нетипичных минералов.

Для выборок, удовлетворяющим стандартным химическим критериям неизменных пород, рассчитывались индексы АСНК и Хашимото (Harris et. al., 1999). Индекс  $\text{АСНК} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  показывает степень изменений плагиоклаза и полевого шпата при выносе щелочных компонентов и консервации глинозема. Индексом Хашимото  $100 * (\text{MgO} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$  оценивается степень мобильности в базальтах  $\text{MgO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , перераспределяющихся в хлорит и серицит при изменениях темноцветных минералов, в сопоставлении с  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , перераспределяющихся во вторичные минералы при изменениях плагиоклаза и полевых шпатов. Оказалось, что индекс АСНК, а в некоторых случаях и индекс Хашимото превышают величины, принятые для неизменных пород ( $\text{АСНК} < 0,72$ ; индекс Хашимото  $< 49$ ). Это свидетельствует о локальном перераспределении щелочей и кальция в породах, и согласуется с петрографическими наблюдениями - они показали, что в исследуемых породах изменился первичный состав плагиоклаза, и в лучшей степени сохранился клинопироксен.

Температуры метаморфогенного минералообразования оценены в  $180-300^\circ\text{C}$  для прениг-пумпеллиитовой и актинолит-пумпеллиитовой субфаций зеленокаменного метаморфизма и в  $300-370^\circ\text{C}$  для эпидот-хлоритовой субфации зеленосланцевого метаморфиз-

ма (Изучить..., 1998; Выполнить..., 2003). Оценка степени изменения пород показала, что изменения состава пород были близки к субзихимическим. Особенностью состава исследуемых вулканитов является локальное перераспределение наиболее мобильных щелочных компонентов. Перераспределение щелочных компонентов могло произойти при процессах низкотемпературного регионального метаморфизма и при имевших место, по данным изучения изотопного состава кислорода и водорода вулканических пород силура (Покровский и др., 1996), низкотемпературных гидротермальных изменениях с участием морской воды.

Проведено сопоставление содержаний элементов-примесей, определения которых выполнено несколькими методами. Хорошая сходимость данных ICP-MS и INAA установлена для Sc, Co, Cr, Cs, Ta, Hf, Th, U, PЗЭ; удовлетворительная сходимость данных ICP-MS и XRF установлена для Rb, Sr, Ba, Ni, V, Cu, Zn, Zr.

Обнаружено расхождение результатов для Y (снижение  $Y_{XRF}$  относительно  $Y_{ICP-MS}$ ), Nb (увеличение  $Nb_{XRF}$  относительно  $Nb_{ICP-MS}$ ) и Pb (увеличение  $Pb_{XRF}$  относительно  $Pb_{ICP-MS}$ ). Для Nb расхождение результатов измерений методами ICP-MS и XRF имеет определенную закономерность: чем меньше содержание  $Nb_{ICP-MS}$ , тем больше отклонение  $Nb_{ICP-MS}/Nb_{XRF}$  от 1 (рис. 3.1). Отсутствие расхождения в результатах измерений Nb этими методами наблюдается при содержании  $Nb > 7$  г/т, по (Munker, 1998)  $Nb > 10-15$  г/т. В данном случае высокое отклонение  $Nb_{ICP-MS}/Nb_{XRF}$  от 1 является результатом низкой точности измерения Nb методом XRF. Поэтому содержание Nb принято по ICP-MS и лишь в случаях минимальной ошибки приводится Nb по данным XRF. Для Pb (Рис. 3.2) и Y расхождение данных имеет незакономерный характер, что не исключает аналитические погрешности; поэтому для Pb и Y использованы те данные РФА, в которых величина отклонения  $X_{ICP-MS}/X_{XRF}$  от 1,0 является минимальной (например, для Pb  $\pm 0,2-0,3$ ).

К данным по химическому составу пород из литературных и фондовых источников предъявлялись следующие требования. Отбирались анализы индивидуальных образцов с площадной и/или глубинной привязкой, с авторскими данными по возрастной и формационной принадлежности. Выполнялась проверка лабораторной точности анализов по сумме оксидов (не менее 99% и не более 100,5%). Строгий отбор анализов по химическим критериям минимизировал расхождения данных из разных лабораторий. Последующее сопоставление по химическому составу собственных данных с данными из фондовых источников показало их хорошую сходимость. Для классификации пород по химическому составу использованы нормы Терминологической комиссии петрографического комитета РАН (Петрографический..., 1995; Классификация..., 1997), рекомендации Петрографического комитета ИГЕМ (Магматические..., 1987), справочные материалы (Ефремова, Стафеев,

1985; Петрография..., 2001 и др.). Список сокращений и индексов, используемых в тексте, приведен в Приложении 1.

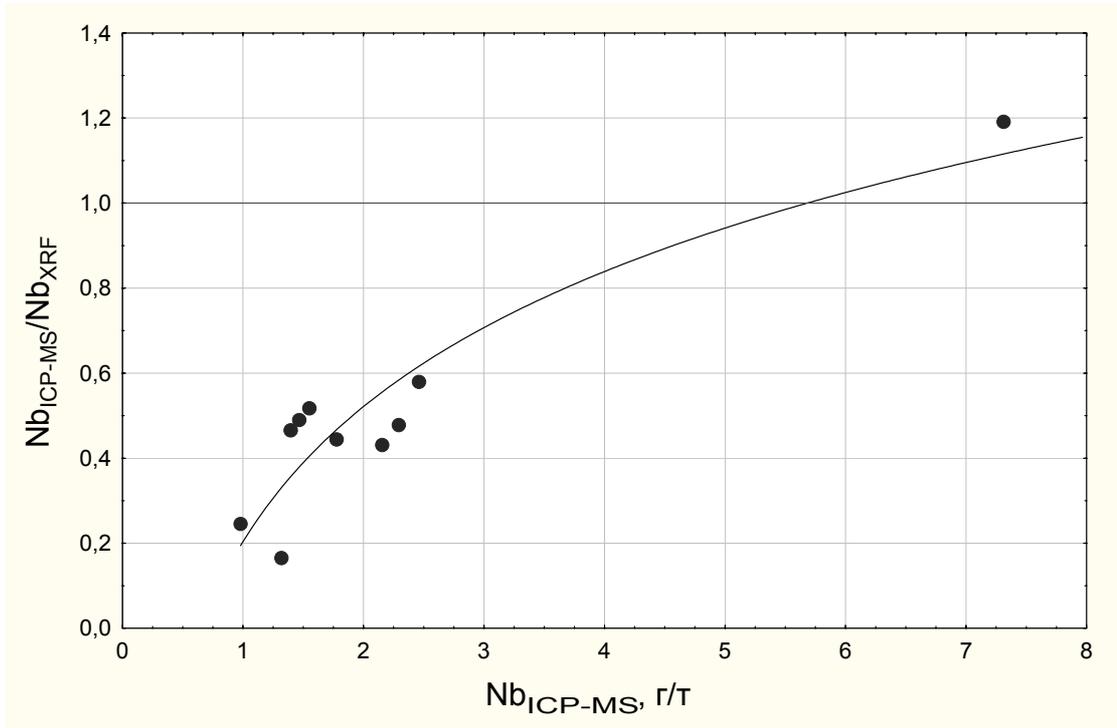


Рис. 3.1. Соотношение  $Nb_{ICP-MS}/Nb_{XRF}$  -  $Nb_{ICP-MS}$  в исследуемых базальтоидах.

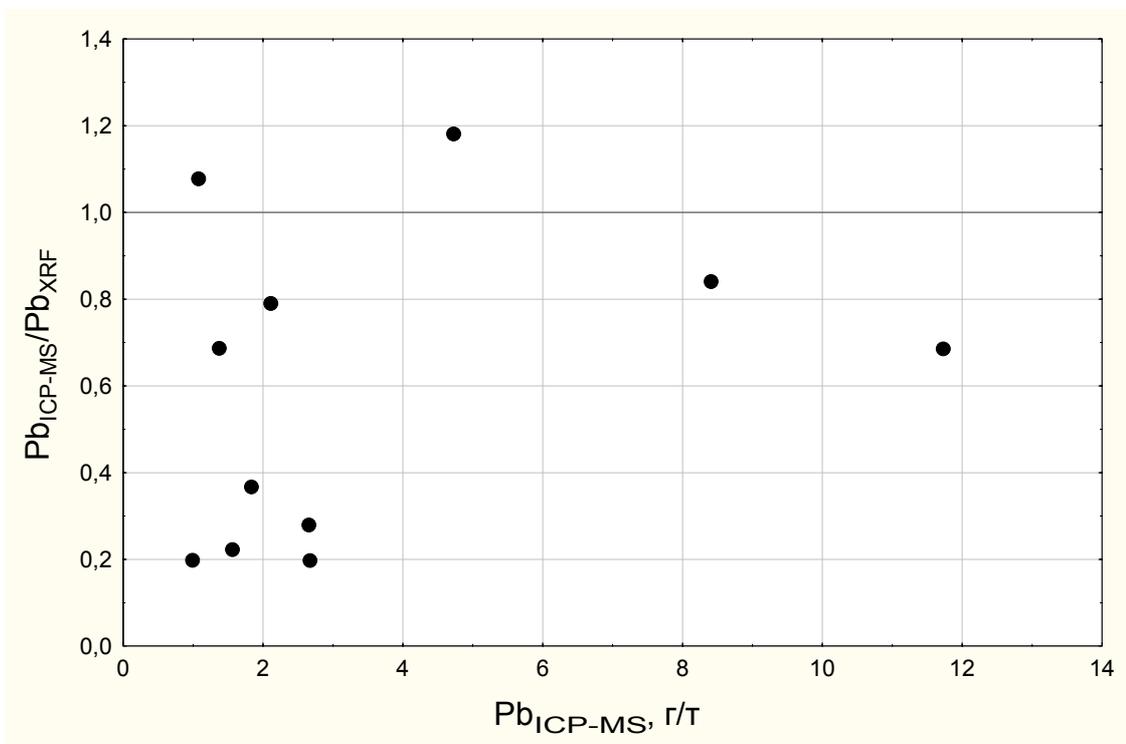


Рис. 3.2. Соотношение  $Pb_{ICP-MS}/Pb_{XRF}$  -  $Pb_{ICP-MS}$  в исследуемых базальтоидах.

#### 4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ, ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТАГИЛЬСКОЙ СТРУКТУРЫ

Раннепалеозойские базальтоиды были опробованы в коренных выходах на поверхности, в структурных скважинах и в Уральской СГ-4 (рис. 2.1).

##### 4.1. Петрографическая характеристика базальтоидов

**Кабанский комплекс (O<sub>3</sub>).** Нижний подкомплекс. Базальты (обр. 106-11, 106-13; 106-13\*; 206/99; 106-3) имеют афировый или редкопорфировый облик, содержат микровкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена. Для них характерна гиалопилитовая и пилотакситовая основная масса, образованная крупными и мелкими лейстами плагиоклаза, в интерстициях которого изредка расположены зерна клинопироксена и титаномагнетита, и вторичные минералы. Текстура базальтов массивная и миндалекаменная. Верхний подкомплекс. Базальты миндалекаменные, афировые с редкими (<3%) мелкими вкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена (обр. 34147, 34147\*, 34144-34163, 34163P; 34215, 34254P, 34358, 34402, 34462-34464, 34531P; 7/608,1), изредка порфировые (обр. 7/691,5а; 7/725; 306-2) с мелкими зернами плагиоклаза (до 7-15%) либо плагиоклаза (10%) и клинопироксена (1-2%). Основная масса интерсертальная и пилотакситовая, состоит из лейст и иногда метельчатых агрегатов волокнистого плагиоклаза, изредка зерен клинопироксена, титаномагнетита и вторичных минералов.

Вулканиты преобразованы в условиях эпидот-хлоритовой субфации зеленосланцевого метаморфизма. Среди первичных минералов базальтов неизменным или частично измененным остается лишь клинопироксен, присутствуют псевдоморфозы по темноцветному минералу (предположительно клинопироксену); плагиоклаз замещен альбитом, сосюритизирован. Вторичные минералы основной массы в базальтах нижнего подкомплекса представлены преимущественно хлоритом, актинолитом, реже кварцем, титанитом, эпидотом, кальцитом; участками породы сильно гематитизированы. В базальтах верхнего подкомплекса среди вторичных минералов более широко развиты эпидот, кальцит и серицит, и реже встречается актинолит.

**Красноуральский комплекс (S<sub>1</sub>).** Нижний подкомплекс. Базальты (обр. 316/1, 316/3; 316/3\*) массивные и миндалекаменные, афировые и редкопорфировые с мелкими вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза (5-7%) и единичными микровкрапленниками клинопироксена. Для них характерна гиалопилитовая или пилотакситовая основная масса, образованная лейстами плагиоклаза, с редкими зернами клинопироксена, иногда титаномагнетита, и вторичными минералами. Верхний подкомплекс. Андезибазальты и андезиты (обр. 314/1, 314/2; 314/2\*) афировые и редко-микропорфировые породы. *Афировые* разности слабо раскристаллизованы, с вариолитовой структурой. *Редкопорфировые*

разности - с плагиоклазом и клинопироксеном во вкрапленниках (5-7%) и интерсертальной основной массой, сложенной удлиненными лейстами и метельчатыми агрегатами плагиоклаза, между которыми расположены зерна клинопироксена, титаномагнетит и вторичные минералы.

Вулканыты нижнего и верхнего подкомплексов преобразованы в условиях зеленосланцевой фации, часто интенсивно гематитизированы. Плагиоклаз полностью альбитизирован; клинопироксен сохраняет первичный состав или замещен хлоритом. Вторичные минералы основной массы представлены актинолитом, хлоритом, кварцем, реже титанитом и эпидотом, доля которого возрастает в базальтоидах верхнего подкомплекса; неравномерно развит гематит.

Клинопироксены из кабанских и красноуральских базальтоидов представлены 2-мя генерациями кристаллов: микровкрапленниками размером обычно не более 1,0 мм и микролитами. Клинопироксены микровкрапленников из базальтов нижних подкомплексов по составу высокомагнезиальные авгиты En45-40 Wo43 Fs11-15 (нижнекабанские) и эндиопсиды En48-46 Wo43-42 Fs7-10 (нижнекрасноуральские). Клинопироксены из базальтоидов верхних подкомплексов в ядрах вкрапленников соответствуют высокомагнезиальному авгиту, изредка диопсиду: En46-43 Wo44-38 Fs9-17 (верхнекабанские) и En46-43 Wo40-38 Fs12-17 (верхнекрасноуральские) (Носова и др., 2002; Изучить..., 2001). В микролитах они принадлежат более железистому авгиту: En43-31 Wo32-39 Fs23-28 (верхнекабанские) и En38 Wo39 Fs22 (верхнекрасноуральские).

**Павдинский и липовский комплексы (S<sub>1</sub>).** Среди базальтоидов павдинского и липовского комплексов по преобладанию во вкрапленниках клинопироксена либо плагиоклаза выделены два петротипа базальтоидов: магнезиальный и глиноземистый.

Базальтоиды магнезиального типа. В павдинском комплексе они представлены плагиоклаз-пироксеновыми андезибазальтами, реже базальтами (обр. 30350, 30350\*, 30458, 30548, 30557, 30566, 30613, 33/95). Это миндалекаменные обильнопорфировые мелко-среднепорфировые породы, в которых во вкрапленниках клинопироксен и псевдоморфно замещенный ортопироксен и/или оливин (всего 15-20%) преобладают над плагиоклазом (5-10%). В липовском комплексе базальтоиды магнезиального типа представлены пироксеновыми андезибазальтами и андезитами. Андезибазальты (обр. КУ-5, КУ-7) и андезиты (обр. КУ-12, КУ-12\*, 333/3) - миндалекаменные мелко-среднепорфировые породы с вкрапленниками (от 5% до 15%) клинопироксена и псевдоморфно замещенного цветного минерала. Клинопироксен неизменен, представлен средними и мелкими кристаллами, образует сростки. Псевдоморфозы мелкие, сложены хлоритом и серпентином или пумпеллитом, эпидотом и кварцем. Единичными зернами встречаются мелкие вкрапленники сосюритизированные.

рованного плагиоклаза. Основная масса гиалиновая, гиалопилитовая, состоит из лейст и волокон плагиоклаза, иголочек клинопироксена, единичных зерен хромшпинели; вторичных минералов по стеклу: хлорита, кварца, пумпеллиита, эпидота, титанита, изредка игольчатого и волокнистого амфибола (тремолита).

Базальтоиды глиноземистого типа. В *навдинском комплексе* представлены базальтами, андезибазальтами и андезитами. Базальты крупно-мелкопорфировые пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые (обр. 30353, 30386, 30377, 30390, 30390\*, 30597, 30599, 30653). Для них характерно присутствие крупных и средних вкрапленников плагиоклаза (10-15%, изредка 25%), мелких вкрапленников клинопироксена и псевдоморфно замещенного темноцветного минерала (5-10%). Среди андезитов и андезибазальтов встречаются пироксен-плагиоклазовые мелко-крупнопорфировые разности (обр. 30427, 30485, 30500, 30522, 30674 - в нижнем лавовом теле) и плагиоклазовые мелкопорфировые разности (обр. 30120, 30141, 30215, 32/95 - в верхнем лавовом теле). В пироксен-плагиоклазовых разностях во вкрапленниках присутствуют крупные и средние зерна плагиоклаза (10-15%) и мелкие зерна клинопироксена и псевдоморфно замещенного темноцветного минерала (5-10%). Во вкрапленниках плагиоклазовых разностей плагиоклаз (5-7%, редко 10-20%) заметно преобладает над клинопироксеном (от единичных зерен до 3%). Вкрапленники базальтоидов магнезиального и глиноземистого типа часто имеют овальную или корродированную форму, что является признаком их быстрой кристаллизации. Основная масса гиалопилитовая, реже интерсертальная или гиалиновая (в магнезиальном типе) состоит из лейст и метельчатых агрегатов волокнистого плагиоклаза, более редких зерен клинопироксена, редких зерен магнетита и вторичных минералов по стеклу. В *липовском комплексе* базальтоиды глиноземистого типа представлены плагиоклазовыми андезибазальтами и андезитами – мелко и среднепорфировыми, часто гломеропорфировыми, обильноинда-лекаменными. Во вкрапленниках доминирует плагиоклаз (до 15%), изредка встречается более мелкий клинопироксен. Основная масса гиалопилитовая, сложена тончайшими лейстами плагиоклаза и вторичными минералами.

Породы изменены в условиях пренит-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма. Плагиоклаз полностью альбитизирован и часто сосюритизирован. Клинопироксен не изменен или изменен частично, присутствуют псевдоморфозы вторичных минералов (эпидот+хлорит+кварц+магнетит, боулингит) по темноцветным минералам (клинопироксену и, предположительно, оливину или ортопироксену). Встречаются крупные вкрапленники плагиоклаза и клинопироксена овальной и изометричной формы, иногда оптически зональные (признаки быстрой кристаллизации). Среди вторичных минералов основной массы высока доля хлорита, кварца и богатых кальцием пренита, эпидота и

пумпеллиита; реже встречаются титанит, актинолит, серицит, карбонат, сульфиды. В липовских базальтоидах, в отличие от павдинских, выше доля вторичных минералов, обогащенных магнием: хлорита, актинолит-тремолита.

Клинопироксены из павдинских – липовских и именовских базальтоидов представлены 3-4-мя генерациями кристаллов размером от 1,0-3,5 мм (реже 5,0 мм) до 0,1-0,05 мм. Ранние генерации клинопироксенов имеют сложную зональность (Сазонова и др., 1997; Носова и др., 2000; Провести..., 1988). Клинопироксены из базальтоидов *магнезиального типа* в ядрах высокомагнезиальные авгиты En46 Wo40 Fs14 (павдинские) или эндиопсиды En50 Wo42-40 Fs6-9 (липовские). Ядра резорбированы и окружены промежуточными зонами более магнезиального состава: En47 Wo43 Fs10 (павдинские), En51 Wo41 Fs7 (липовские). Клинопироксены из базальтов *глиноземистого типа* в ядрах также высокомагнезиальные авгиты: En46 Wo39 Fs15 (павдинские), однако, в отличие от клинопироксенов из базальтоидов магнезиального типа, имеют прямую зональность с последовательным снижением магнезиальности в промежуточных и краевых зонах до En42 Wo40 Fs18. Наименее магнезиальным составом характеризуются клинопироксены андезитов En43-41 Wo39 Fs18-20 (ядра) и поздние генерации клинопироксенов андезибазальтов (микролиты) En44-40 Wo40-37 Fs16-23 (павдинские) и En47 Wo32-35 Fs20-16 (липовские).

**Именовский комплекс** (S<sub>1-2</sub>im<sub>1</sub>). Базальтоиды представлены порфиоровыми и афировыми разностями. Порфиоровые базальтоиды представлены двумя петротипами: магнезиальным - с преобладающим клинопироксеном во вкрапленниках и глиноземистым - с преобладающим плагиоклазом. Базальтоиды магнезиального типа представлены средне-мелкопорфиоровыми редкоминдалекаменными пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми разностями. В *пироксеновых* базальтах (обр. 1/916, 4/828, 5/20) вкрапленники представлены клинопироксеном (5-15%) и псевдоморфно замещенным оливином или ортопироксеном (3-5%), и изредка плагиоклазом. В плагиоклаз-пироксеновых базальтах встречаются порфиоровые разности (обр. 5/95, 5/95\*; 6/95) и обильнопорфиоровые (обр. 5/640, 5/718). Для порфиоровых базальтов характерно присутствие мелкого клинопироксена, псевдоморфно замещенного темноцветного минерала (10-15%) и более крупного плагиоклаза (10%). Для обильно порфиоровых – среднего и мелкого клинопироксена, псевдоморфоз по темноцветному минералу (15-20%) и более мелкого плагиоклаза (15-20%). Основная масса интерсертальная, гиалопилитовая или пилотакситовая, сложена тонкими лейстами и иногда метельчатыми агрегатами плагиоклаза, зернами клинопироксена и вторичными минералами. Базальтоиды глиноземистого типа представлены массивными, изредка миндалекаменными, обильнопорфиоровыми плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезибазальтами. Плагиоклазовые разности (обр. 3/95,

4/95, 4/95\*, 4/1088, 434/1, 434/2, 5/966) характеризуются резким преобладанием мелко-среднезернистого плагиоклаза (10-35%) над редкими мелкими зернами клинопироксена и псевдоморфно замещенного темноцветного минерала. В пироксен-плагиоклазовых разностях (обр. 3/115) количество вкрапленников клинопироксена и псевдоморфно замещенного темноцветного минерала увеличивается до 5-7%. Основная масса пилотакситовая, гиалопилитовая, реже интерсертальная, для нее характерно присутствие в раскристаллизованном стекле плохо индивидуализированных лейст и метельчатых агрегатов плагиоклаза, изредка зерен клинопироксена. В разностях с интерсертальной основной массой встречаются футляровидные микролиты плагиоклаза. Для базальтоидов магнезиального и глиноземистого типов характерны гломеропорфировые сростки плагиоклаза и сростки клинопироксена с псевдоморфно замещенным темноцветным минералом.

Афировые базальты и андезибазальты (обр. 1/95, 2/95, 2/95\*, 614) по высокому содержанию окислов железа отнесены к железистому типу. Это обильно миндалекаменные породы, изредка с мелкими вкрапленниками (до 5-7%) плагиоклаза, клинопироксена и псевдоморфно замещенного темноцветного минерала. Основная масса гиалопилитовая до интерсертальной, сложена лейстами (часто с расщепленными концами) и метельчатыми агрегатами плагиоклаза, редкими микролитами клинопироксена, микрочастицами магнетита, и вторичными минералами по стеклу.

Породы преобразованы в условиях пренит-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма. Плагиоклаз полностью альбитизирован, часто сосюритизирован, в наиболее измененных разностях замещен пренитом и серицитом. Клинопироксен не изменен, изменен частично или полностью (присутствуют псевдоморфозы хлорита, кварца и карбоната); в магнезиальном типе базальтов отмечены редкие псевдоморфозы боулингита (предположительно по оливину или ортопироксену). Среди вторичных минералов основной массы наряду с хлоритом и кварцем высока доля богатых кальцием пренита, пумпеллиита, эпидота, карбоната; присутствуют лейкоксен, цеолиты, гематит, сульфиды.

Клинопироксены из базальтоидов *магнезиального типа* в ядрах авгит-эндиопсиды обычно с обратной зональностью (En51-43 Wo38-36 Fs9-19), из базальтоидов *глиноземистого типа* высокомагнезиальные авгиты (En48-47 Wo43-36 Fs8-17) (Сазонова и др., 1997). Поздние генерации клинопироксенов (микролиты) характеризуются более железистым составом (до ферроавгитов): En41-28 Wo36-38 Fs22-33.

Клинопироксены из *ферробазальтоидов* представлены двумя генерациями: мелкими кристаллами (размером менее 1,0-1,5 мм) и микролитами. Это авгиты довольно однородного состава: En42-47 Wo35 Fs17-18 (в ядрах) и En42 Wo36 Fs22 (в поздних генерациях).

**Горблагодатский комплекс** ( $S_{1-2im_2}$ ). Базальты (обр. 50/98, 52/98, 101/98, 101/98\*, 431/6, 431/7) - редкоминдалекаменные средне-мелкопорфировые редкопорфирового и порфирового облика. Характерно преобладание вкрапленников плагиоклаза (5-10%) над клинопироксеном (1-5%) и присутствие в заметном количестве (до 5%) титаномагнетита и мелких зерен акцессорных минералов: апатита, ильменита, сфена. Клинопироксен во вкрапленниках более мелкий, чем плагиоклаз, часто деформированный (трещиноватый, с волнистым погасанием). Основная масса гиалопилитовая, микродолеритовая, сложена удлиненными лейстами плагиоклаза, зернами клинопироксена и вторичными минералами по стеклу.

Вулканы преобразованы зеленокаменно. Клинопироксен неизменен, плагиоклаз полностью альбитизирован, незначительно пелитизирован и серицитизирован, по краям зерен часто замещен серицитом или пренитом. Среди вторичных минералов основной массы развиты хлорит, серицит, кальцит, пренит, реже встречаются титанит и кварц.

**Туринский комплекс** ( $S_2-D_{1tr}$ ). Латиты подушечных лав (обр. 104/98; 104/98\*) и массивных лав (обр. 3/481, 3/685) преимущественно редкопорфировые с мелким и средним, обычно гломеровидным плагиоклазом (5-7%), и редким мелким клинопироксеном во вкрапленниках, изредка с микровкрапленниками титаномагнетита и апатита. Встречаются крупно-среднепорфировые разности с вкрапленниками плагиоклаза (10-35%) и редким клинопироксеном. Основная масса пилотакситовая, сложена лейстами альбита, иголочками клинопироксена, редкими зернами титаномагнетита, ильменита и апатита, и вторичными минералами. Более крупные микролиты плагиокалаза и клинопироксена имеют футляровидную форму. В подушечных лавах структура основной массы изменяется от микролитовой в центральной части подушек до вариолитовой во внешней зоне. В брекчированных лавах и лавокластитах (обр. 312/1, 312/2, 30/95) латиты порфировые и редкопорфировые. Порфировые разности содержат гломеровидные сростки, мелкого и среднего плагиоклаза (до 15%). В редкопорфировых разностях вкрапленники представлены КПШ (до 5%) и более редким альбитом. Для КПШ характерны пертитовые вроски альбита. Основная масса микрофельзитовая, с такситовой линзовидно-пятнистой текстурой за счет неравномерного развития вторичных минералов. В субвулканических телах (обр. 29/95) латиты редкопорфировые с мелкими вкрапленниками плагиоклаза (5%), часто практически полностью замещенного серицитом, а по краям полевым шпатом. Основная масса микролитовая, сложена мелкими зернами и веерообразными волокнистыми агрегатами КПШ; содержит редкие чешуйки хлоритизированного биотита, единичные зерна титаномагнетита, циркона и апатита. Шошониты (обр. 3/316, 330/2) массивные обильнопорфировые с гломеровидными сростками мелко-среднезернистого плагиоклаза (30-40%), изредка

с мелкими зернами клинопироксена (до 5%), и с редкими мелкими зернами титаномагнетита, апатита и сфена. Основная масса пилотакситовая, сложена лейстами альбита, более редкими зернами клинопироксена и вторичными минералами.

Породы преобразованы зеленокаменно. Плаггиоклаз альбитизирован, изредка сосюритизирован, обычно имеет буроватый пятнистый облик за счет частичного замещения серицитом и полевым шпатом, по краям зерен может быть замещен полевым шпатом. КПШ пелитизирован и незначительно серицитизирован. Клинопироксен не изменен, иногда частично замещен хлоритом. Присутствуют темноцветный минерал, предположительно клинопироксен, псевдоморфно замещенный кварцем, эпидотом, хлоритом, кальцитом. Среди вторичных минералов основной массы широко развиты хлорит, гематит, титанит, лейкоксен; высока доля калиевых минералов (серицита, калиевого полевого шпата); встречаются кварц, эпидот, пренит, кальцит. Породы неравномерно гематитизированы.

Клинопироксены из гороблагодатских и туринских базальтоидов представлены 2-3 генерациями зерен: мелкими вкрапленниками размером менее 1,0-1,5 мм и, обычно, двумя генерациями микролитов (серийно-микролитовые структуры). По составу это салиты – высококальциевые авгиты в ранних генерациях: En39-46 Wo32-45 Fs15-21 (гороблагодатские) и En36-39 Wo41-43 Fs18-21 (туринские), и ферросалиты-ферроавгиты в микролитах: En26-36 Wo32-43 Fs30-32 (гороблагодатские) и En21-33 Wo35-41 Fs30-36 (туринские) (Носова и др., 2002). Обогащение клинопироксенов Са связано с высоким содержанием калия и/или высокой общей щелочностью расплавов.

Характер вторичных изменений раннепалеозойских базальтоидов, если исключить влияние метасоматических процессов, в определенной степени контролируется тенденцией вулканизма (толеитовой, известково-щелочной, щелочной). Общим для базальтоидов всех комплексов является альбитизация плаггиоклаза. Поскольку альбитизация плаггиоклаза происходит при взаимодействии вулканитов с морской водой, обстановку раннепалеозойского вулканизма можно считать преимущественно подводной. Вулканиты *кабанского* и *красноуральского комплексов* (O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>) изменены в условиях эпидот-хлоритовой ступени зеленосланцевой фации метаморфизма. В базальтоидах нижних подкомплексов наиболее широко развиты хлорит и актинолит - минералы, характерные для вулканитов толеитового ряда. Среди вторичных минералов базальтоидов верхних подкомплексов возрастает доля обогащенных кальцием минералов – эпидота и кальцита. Такой характер изменений более свойственен вулканитам переходного типа или известково-щелочной серии. Вулканиты *павдинского-липовского* и *именновского комплексов* (S<sub>1-2</sub>) изменены в условиях пренит-пумпеллиитовой субфации регионального метаморфизма. Среди вторичных минера-

лов преобладают богатые кальцием пренит, пумпеллиит, эпидот и кальцит, что указывает на их принадлежность к известково-щелочной серии. Среди вторичных минералов зеленокаменно измененных базальтоидов *гороблагодатского и туринского комплексов* ( $S_2-D_1$ ) растет доля богатого калием серицита, его развитие обусловлено субщелочным составом вулканитов.

#### 4.2. Петрохимическая характеристика базальтоидов

Петротипы базальтоидов значимо различаются по MgO, FeO<sub>общ</sub>, CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по результатам кластерного анализа (Statistica 5.5: Cluster Analysis).

**Базальтоиды кабанского и красноуральского комплексов** ( $O_3-S_1$ ) относятся к нормально-щелочному ряду и характеризуются довольно однородным составом - содержание главных компонентов в них не изменяется или незначимо возрастает со снижением магнезиальности (рис. 4.1, 4.2А).

*Нижние подкомплексы.* Кабанские базальты и красноуральские базальты и андезибазальты (Прил. 2, табл. 1, 3; рис. 4.1.А) - низкомагнезиальные до высокомагнезиальных: MgO=4-8%; Mg#=41-62 – в первых и MgO=5-10%; Mg#=53-64 – во вторых. Железистость пород возрастает по феннеровскому тренду, что характерно для толеитовых серий (рис. 4.2.Б). Базальтоиды низкотитанистые (TiO<sub>2cp</sub>=1%), низкокалиевые (K<sub>2Ocp</sub>=0,3-0,4%), натриевого типа щелочности.

*Верхние подкомплексы.* Кабанские базальты и красноуральские андезибазальты и андезиты (Прил. 2, табл.2, 3; рис. 4.1Б) так же характеризуются значительными вариациями MgO и магнезиальности (от низко- до высокомагнезиальных): MgO=4-14%; Mg#=38-70 – верхнекабанские, MgO=3-5%; Mg#=37-58 – верхнекрасноуральские. Железистость базальтоидов в зависимости от кремнекислотности возрастает по известково-щелочному (боуэновскому) тренду (рис. 4.2.В). В базальтоидах верхних подкомплексов по отношению к нижним возрастает содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и глиноземистость (нижние - умеренноглиноземистые, верхние – высокоглиноземистые), K<sub>2</sub>O (в верхнекабанских базальтах) и незначительно снижается содержание (TiO<sub>2cp</sub>=0,8-0,9%). Верхнекабанские базальты преимущественно низко-умереннокалиевые калиево-натриевого типа щелочности; верхнекрасноуральские базальтоиды низкокалиевые натриевого типа щелочности. За счет увеличения содержания K<sub>2</sub>O или Na<sub>2</sub>O общая щелочность базальтоидов часто выше, чем в нормально-щелочных породах, то есть породы приобретают черты серий переходного типа. В красноуральских базальтоидах в среднем незначительно ниже содержание CaO и выше Na<sub>2</sub>O.

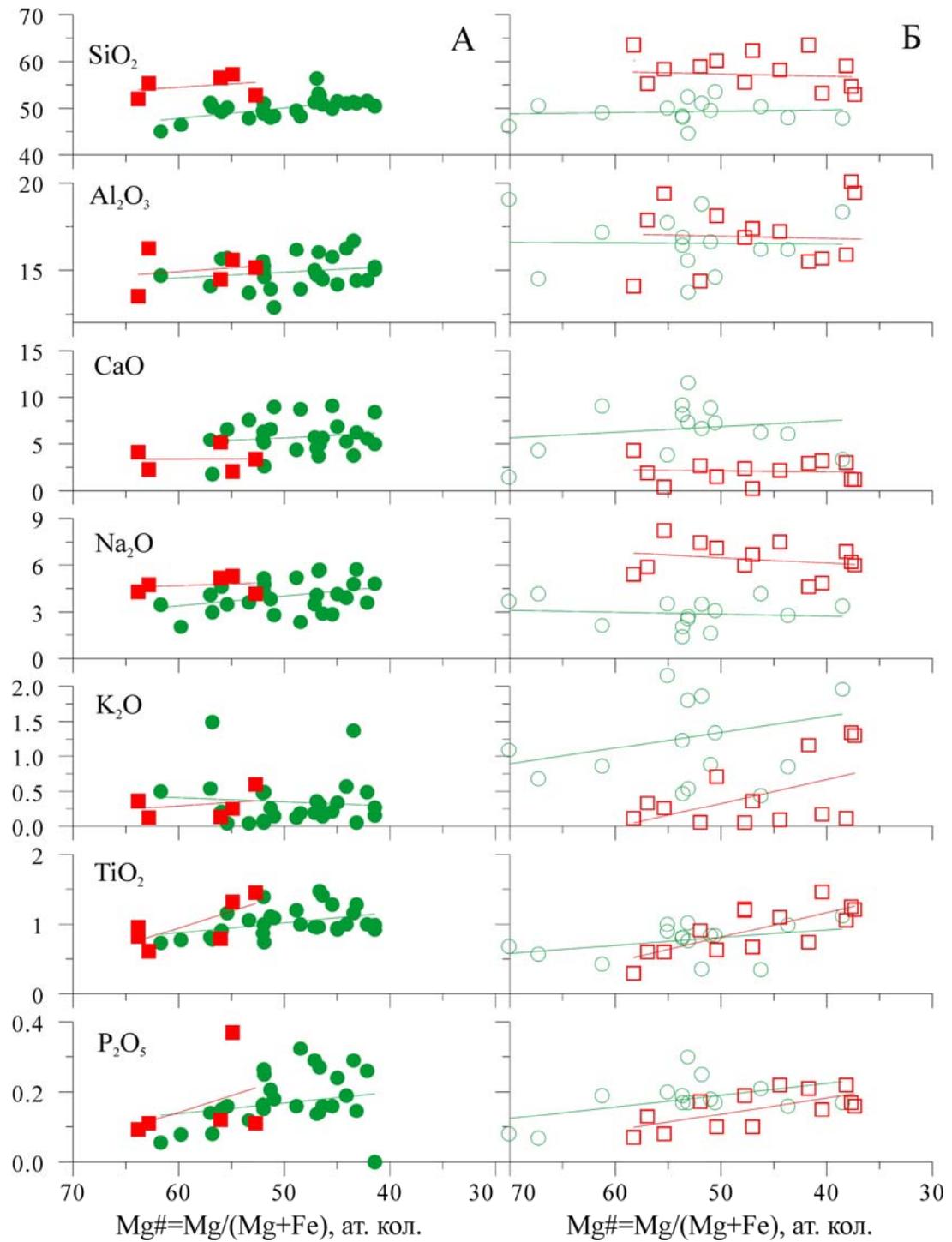


Рис. 4.1. Содержание главных компонентов в базальтоидах кабанского и красноуральского комплексов в зависимости от магнезиальности. Подкомплексы: А - нижнекабанский (зеленый залитый кружок), нижнекрасноуральский (красный залитый квадрат); Б - верхнекабанский (зеленый незалитый кружок), верхнекрасноуральский (красный незалитый квадрат).

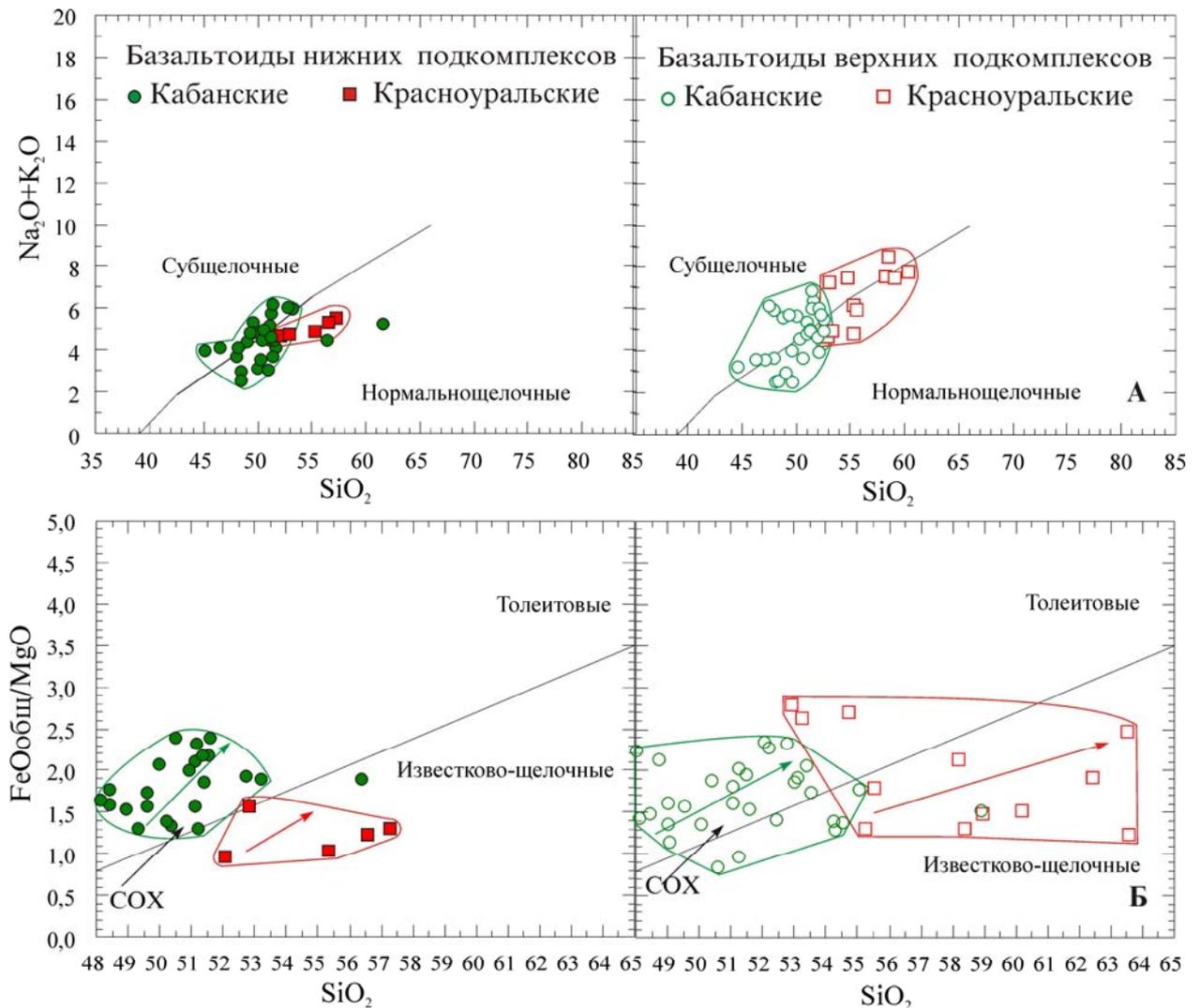


Рис. 4.2. Базальтоиды кабанского и красноуральского комплексов на диаграммах  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ , вес.% (А) и  $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ , вес.% (Б). Стрелки показывают направление фракционирования составов: зеленая – базальтов кабанского комплекса; красная – базальтоидов красноуральского комплекса. Черная стрелка показывает изменение средних составов базальтов COX по (Melson et al., 1976; Дмитриев и др., 1979; Wood et al., 1981; Wedepohl, 1981; Shilling et al., 1983).

По химическому составу базальты *нижних* подкомплексов отнесены к Na толеитовой серии, базальты *верхнекабанского* подкомплекса к K-Na известково-щелочной серии, базальтоиды *верхнекрасноуральского* подкомплекса к Na известково-щелочной серии.

Базальтоиды кабанского и красноуральского комплексов обеднены Cr, Ni, Co, Sc (в среднем <100-50 г/т) относительно V (в среднем >200-300 г/т) и характеризуются низкими отношениями  $\text{Ni}/\text{Co} \sim 0,7-1,0$  до 2,0 и  $\text{Cr}/\text{V} \sim 0,1-0,3$  до 0,7 (рис. 4.3). Известково-щелочные базальтоиды верхних подкомплексов по содержанию этих элементов не отличаются значительно от толеитовых базальтов нижних подкомплексов. Наблюдаемый уровень содержания Cr и Ni значительно ниже, чем в толеитах COX. В последних по средним оценкам содержание Cr ~360 г/т и Ni ~140 г/т, и значительно более высокие отношения  $\text{Ni}/\text{Co} \sim 3,0$  и  $\text{Cr}/\text{V} \sim 1,5$  (Salters, Stracke, 2004).

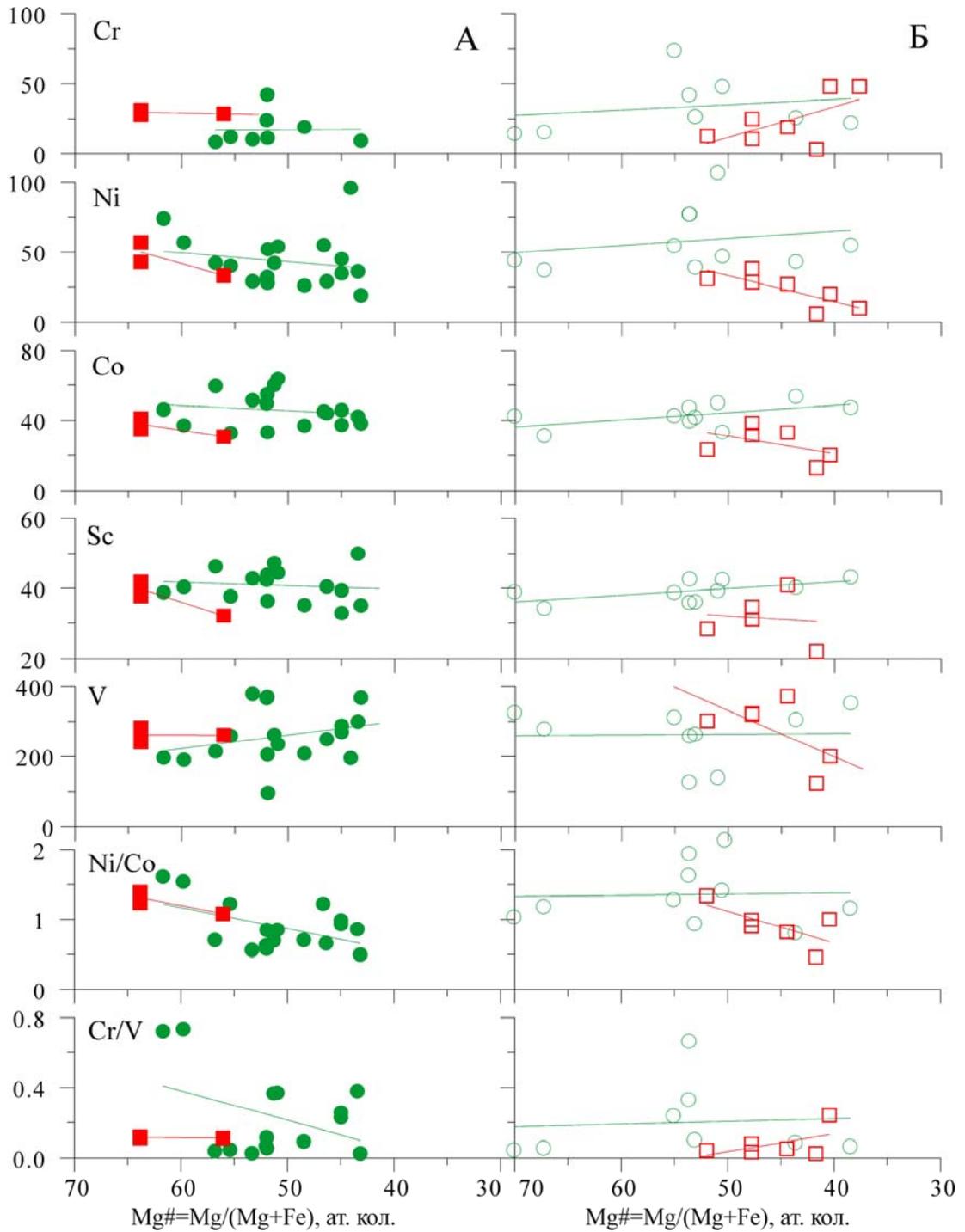


Рис. 4.3. Содержание Cr, Ni, Co, Sc, V в базальтоидах кабанского и красноуральского комплексов в зависимости от магнезиальности. Условные обозначения см. рис. 4.1.

**Базальтоиды павдинского и липовского комплексов ( $S_1$ ):** базальты, андезибазальты и андезиты относятся к нормально-щелочному ряду, их состав дифференцирован в зависимости от магнезиальности (рис. 4.4, 4.5А). По содержанию магния и глинозема обособляются две группы базальтоидов: с высоким содержанием магния и низким глинозема (петрографически клинопироксеновые и плагиоклаз-клинопироксеновые разности) - *магнезиального* типа, и с низким содержанием магния и высоким содержанием глинозема (петрографически клинопироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые разности) - *глиноземистого* типа.

Вулканиды *магнезиального типа*: представлены базальтами и андезибазальтами павдинского комплекса (Прил.2, табл.4), андезибазальтами и андезитами липовского комплекса (Прил.2, табл.6). Это высокомагнезиальные низко-умеренноглиноземистые ( $al'=0,6-1,0$ ) породы с низким содержанием титана. Содержание MgO и магнезиальность незначительно выше, а содержание  $TiO_2$  ниже в андезибазальтах и базальтах *липовского* комплекса (MgO<sub>ср</sub>~10%; Mg#=63-72, до 75;  $TiO_2=0,28-0,58\%$ ), чем в павдинских (MgO<sub>ср</sub>~9%; Mg#=59-71;  $TiO_2=0,43-0,68\%$ ). В *андезитах липовского* комплекса (MgO<sub>ср</sub>~5,5%; Mg#=60-64;  $TiO_2=0,33-0,58\%$ ) магнезиальность существенно не снижается по сравнению с андезибазальтами.

Базальтоиды *глиноземистого типа* (Прил.2, табл.5) характеризуются более низким содержанием магния (MgO<sub>ср</sub>~5,6%) и более высоким содержанием  $TiO_2$  (0,48-0,88%) и глинозема ( $al'=1,0-1,6$  - высокоглиноземистые), а также более высокой общей щелочностью (рис. 4.5А).

В разрезах базальтоиды глиноземистого типа ассоциируют с вулканитами магнезиального типа и образуют самостоятельные тела. В первом случае они представлены (в *павдинском* комплексе) магнезиальными разностями базальтов, андезибазальтов (Mg#=57-65) и андезитов (Mg#=55-63); во втором случае – умеренно-низкомагнезиальными андезибазальтами (Mg#=40-47) и андезитами (Mg#=44-46). В *липовском* комплексе также присутствуют магнезиальные и умеренно-низкомагнезиальные разности базальтов-андезибазальтов (Mg#=41-67) и андезитов (Mg#=37-61) глиноземистого типа.

Липовские базальтоиды преимущественно низкокальциевые с Na типом щелочности; павдинские умеренно-низкокальциевые с Na и K-Na типом щелочности. Для всех базальтоидов характерна известково-щелочная тенденция дифференциации расплавов (рис. 4.5Б). Они отнесены к Na и K-Na известково-щелочной серии, а их характерными чертами являются низкая титанистость и преобладание магнезиальных и высокомагнезиальных разностей.

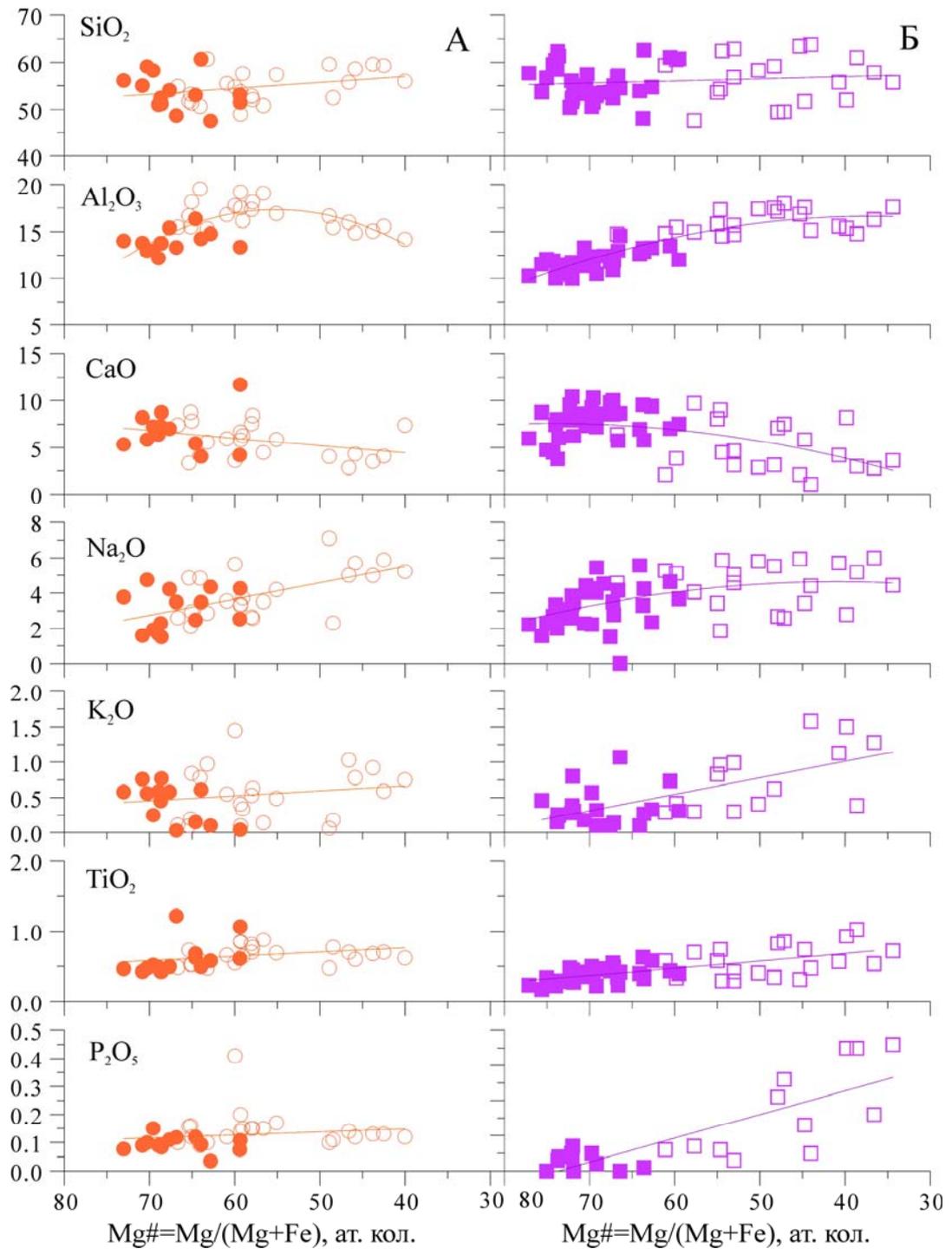


Рис. 4.4. Содержание главных компонентов в базальтоидах павдинского (А) и липовского (Б) комплексов в зависимости от магнезиальности. Базальтоиды магнезиального типа: павдинские (оранжевый залитый кружок), липовские (фиолетовый залитый квадрат). Базальтоиды глиноземистого типа: павдинские (оранжевый незалитый кружок), липовские (фиолетовый незалитый квадрат).

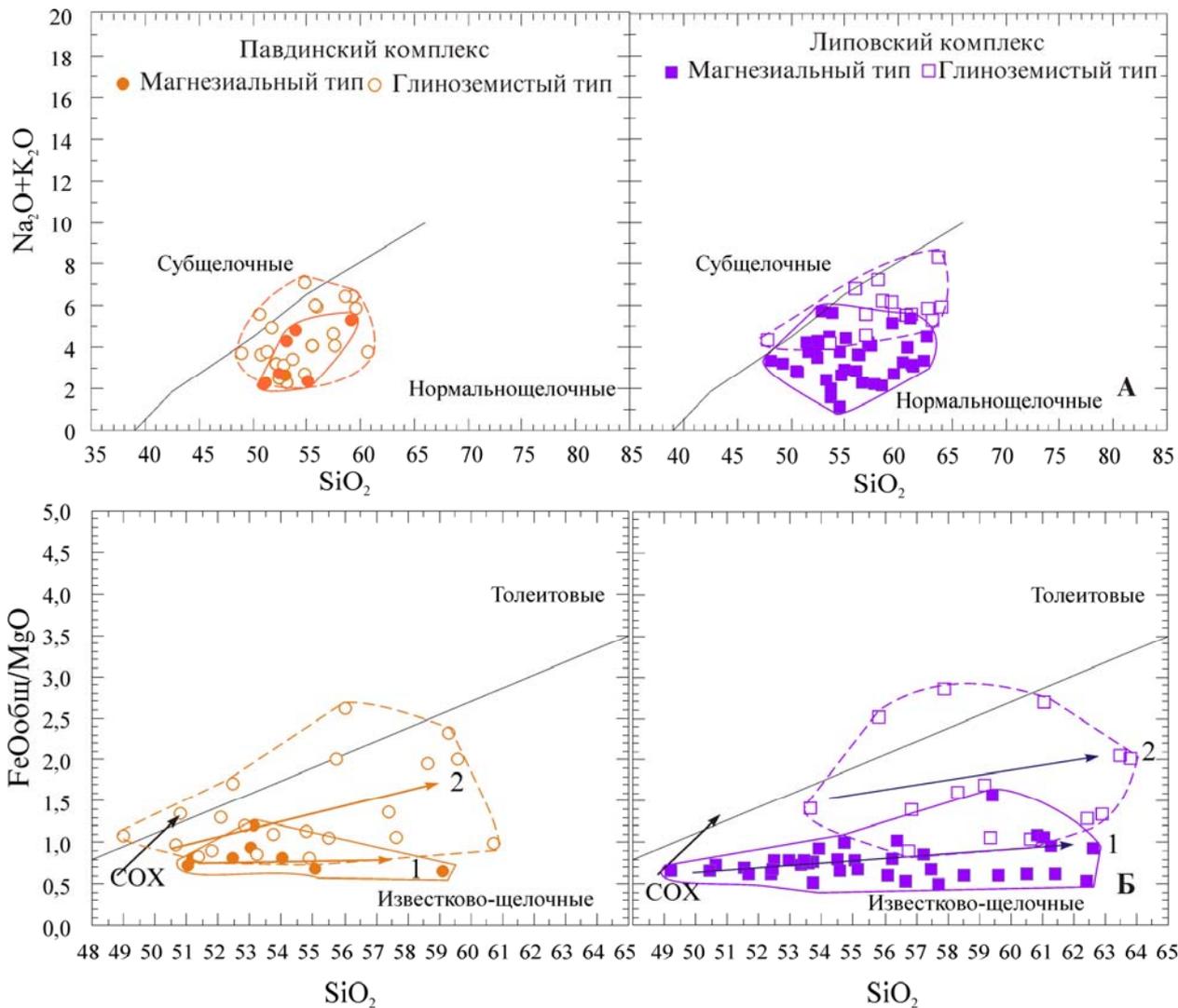


Рис. 4.5. Базальтоиды павдинского и липовского комплексов на диаграммах  $Na_2O+K_2O - SiO_2$ , вес.% (А) и  $FeO_{общ}/MgO-SiO_2$ , вес% (Б). Стрелки показывают направление фракционирования составов: 1 – базальтоидов магнезиального типа; 2 – базальтоидов глиноземистого типа. Остальные условн. см. на рис. 4.4.

Высокомагнезиальные разновидности базальтоидов (магнезиального типа) характеризуются, по сравнению с базальтоидами остальных комплексов, наиболее высокими содержаниями Cr (до 440 г/т), Ni (до 300 г/т) и отношениями Ni/Co и Cr/V (рис. 4.6). При этом в магнезиальных андезитах липовского комплекса отношения Ni/Co и Cr/V не снижаются по отношению к базальтам. В базальтоидах глиноземистого типа заметно снижаются содержания Cr (<100 г/т) и Ni (<60 г/т) и растёт содержание V. Так же в вулканитах глиноземистого типа значительно снижаются  $Ni/Co \sim 2$  и  $Cr/V \sim 0,2-0,3$  отношения; в железистых разновидностях  $Cr/V \sim 0,03$  – снижается на порядок.

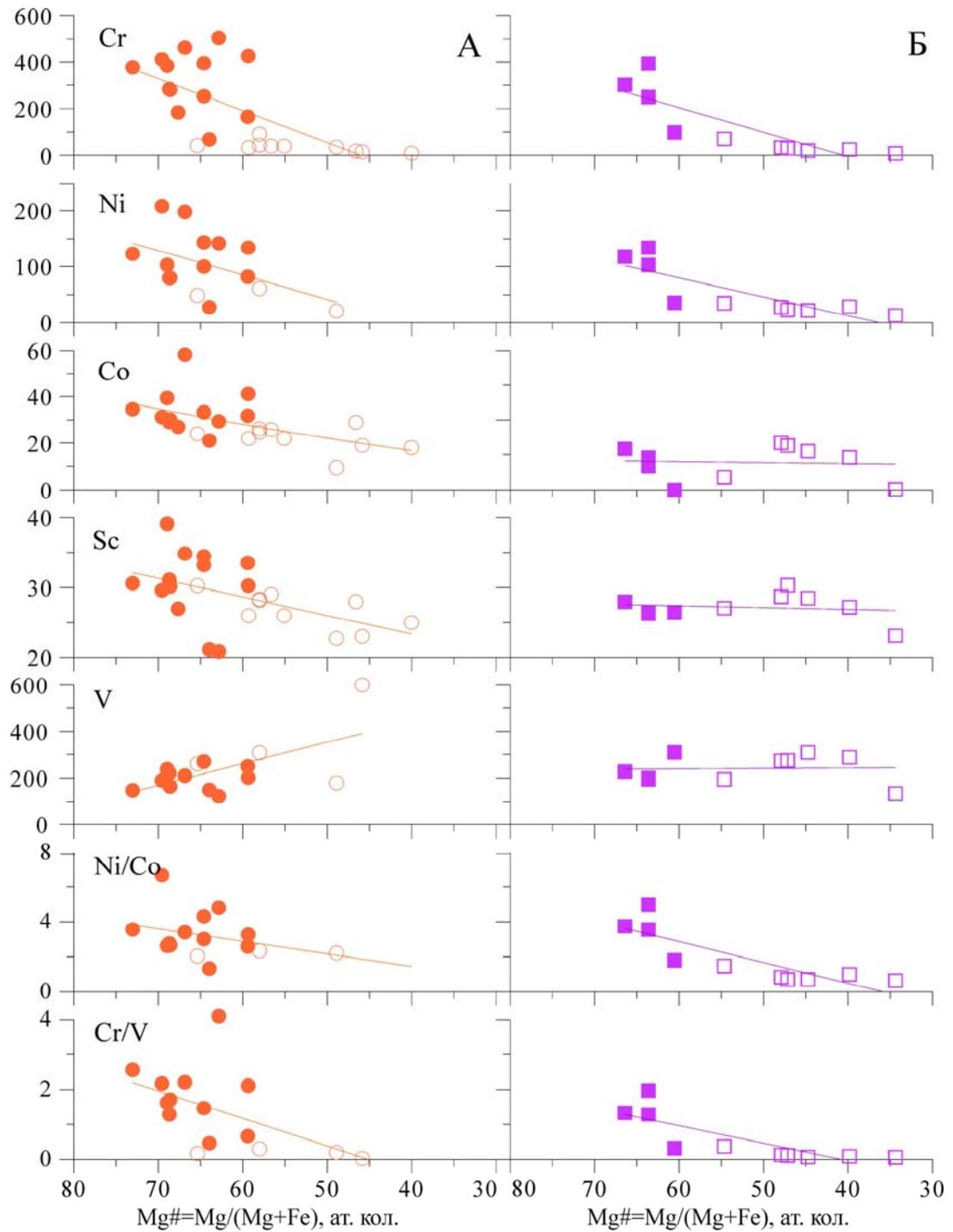


Рис. 4.6. Содержание Cr, Ni, Co, Sc, V в базальтоидах павдинского (А) и липовского (Б) комплексов в зависимости от магнезиальности. Условные обозначения см. рис. 4.4.

**Базальтоиды именовского и гороблагодатского комплексов ( $S_{1-2}$ )** представлены нормально-щелочными и переходного типа (к субщелочным) базальтами и андезибазальтами (рис. 4.7, 4.8А), образуют слабо дифференцированную (по кремнекислотности) серию. В зависимости от содержания магния, железа и глинозема выделено три типа базальтоидов: *магнезиальный* – порфировые плагиоклаз-клинопироксеновые базальты именовского комплекса, *глиноземистый* – порфировые клинопироксен-плагиоклазовые базальты и андезибазальты именовского комплекса, *железистый* – афировые–редкопорфировые именовские и гороблагодатские ферробазальты – ферроандезибазальты (рис. 4.7).

Базальты *магнезиального* типа (Прил.2, табл.7) относительно базальтоидов *глиноземистого* типа характеризуется более высоким содержанием MgO (в среднем ~7,5% и ~3,8%, соответственно) и более низким содержанием  $Al_2O_3$ . Это магнезиальные до высокомагнезиальных ( $Mg\#_{ср.}=58$ ), низко-умеренноглиноземистые породы ( $al'=0,7-1,2$ ). Базальты и андезибазальты *глиноземистого* типа преимущественно умеренномагнезиальные ( $Mg\#_{ср.}=46$ ), высокоглиноземистые ( $al'=1,1-1,6$ ). Базальтоиды магнезиального и глиноземистого типов низкотитанистые ( $TiO_2=0,7-1,0\%$ ), умеренно-низкокалиевые, Na типа щелочности, с известково-щелочной тенденцией изменения железистости в зависимости от кремнекислотности (рис. 4.8Б).

Именовские и гороблагодатские *ферробазальты-ферроандезибазальты* (Прил.2, табл. 7, 8; рис. 4.7Б) характеризуются низким  $TiO_2$  (в среднем ~1,1%),  $Al_2O_3$  (умеренноглиноземистые -  $al'=0,9-1,1$ ) и MgO (в среднем ~4,0%) и, соответственно, наиболее низкой магнезиальностью ( $Mg\#_{ср.}=38-43$ ). Увеличение железистости ферробазальтоидов с ростом  $SiO_2$  происходит по толеитовому тренду (рис. 4.8Б).

*Именовские* ферробазальтоиды преимущественно низкокалиевые Na типа щелочности. Относительно базальтоидов магнезиального и глиноземистого типов в них повышена общая щелочность за счет  $Na_2O$  (рис. 4.8А), однако по авгитовому составу клинопироксенов их следует отнести к нормально-щелочным породам толеитовой серии.

*Гороблагодатские* ферробазальты умереннокалиевые Na и K-Na типа щелочности, в отличие от именовских ферробазальтоидов они незначительно обогащены  $Al_2O_3$ , CaO,  $K_2O$ , и обеднены  $TiO_2$  (рис. 4.7Б). Ферробазальты относятся к нормально-щелочным породам, но обнаруживают черты субщелочных пород (высококальциевый состав клинопироксенов, возрастание  $K_2O$ , особенности минерального состава), и поэтому отнесены к породам переходного типа.

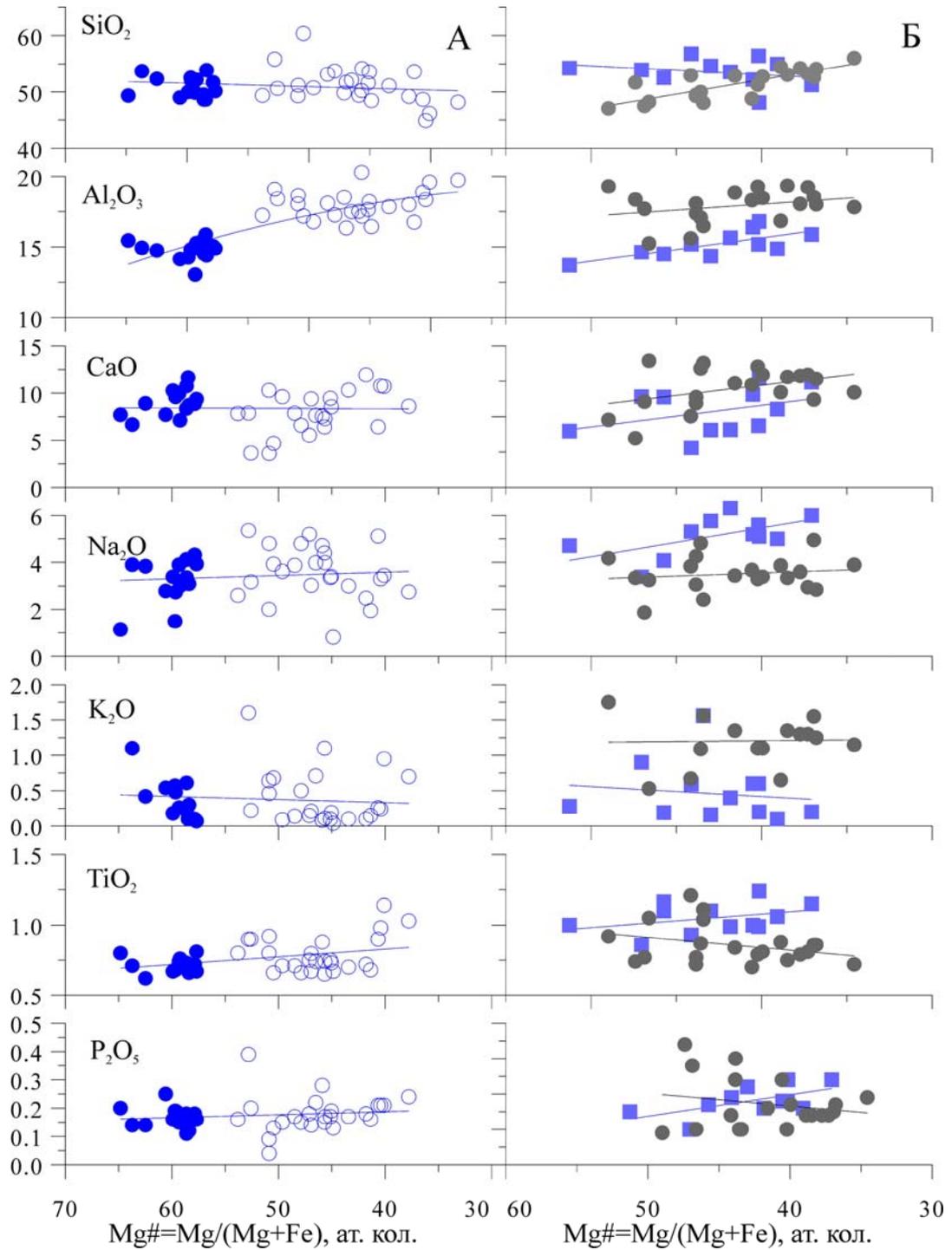


Рис. 4.7 Содержание главных компонентов в базальтоидах именновского и гороблагодатского комплексов в зависимости от магнезиальности. А - базальтоиды именновского комплекса магнезиального (синий залитый кружок) и глиноземистого (синий незаполненный кружок) типов. Б - базальтоиды железистого типа именновского (голубой квадрат) и гороблагодатского (серый кружок) комплексов.

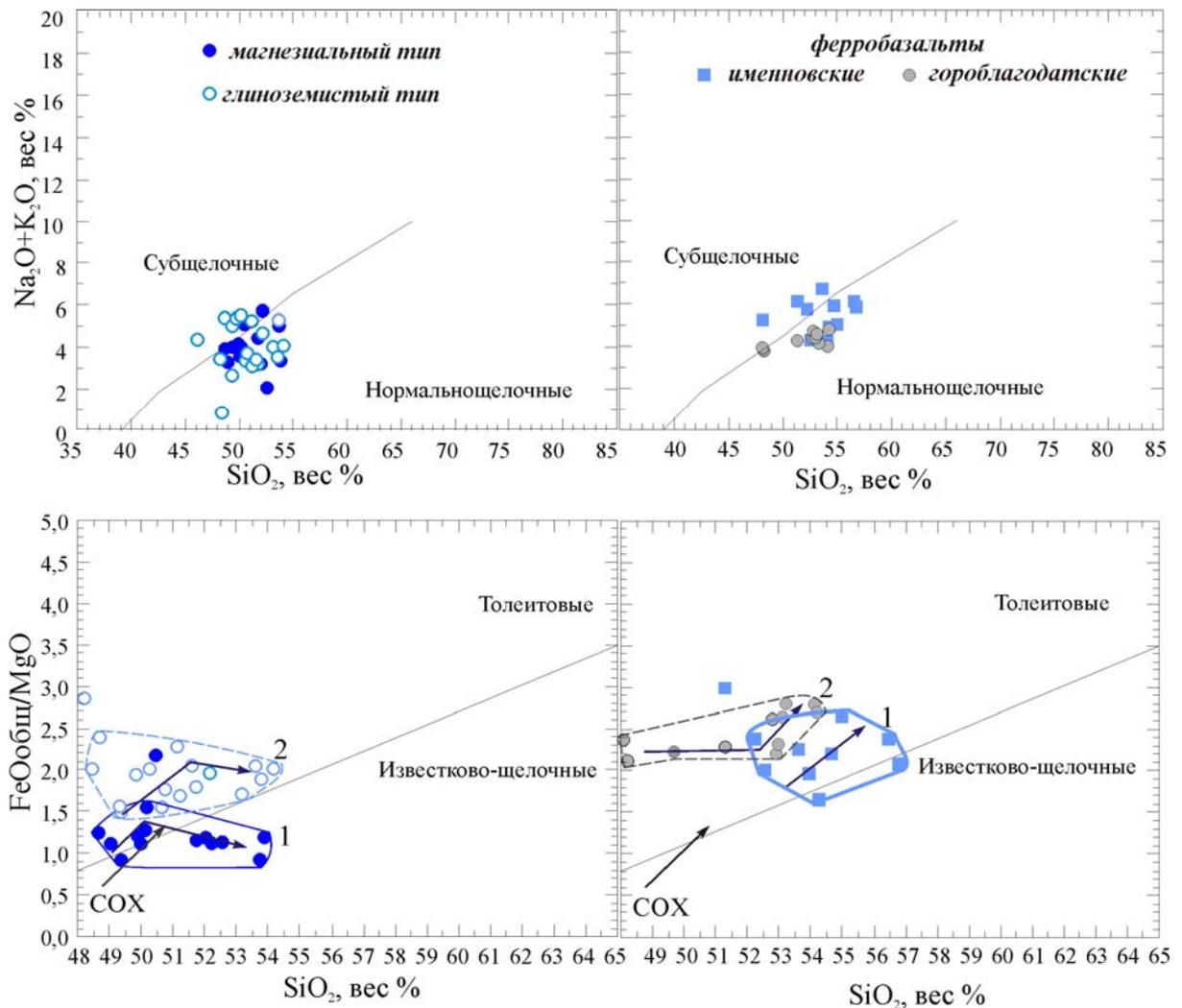


Рис. 4.8. Базальтоиды именновского и гороблагодатского комплексов на диаграммах  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ , вес.% (А) и  $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ , вес.% (Б). Стрелки показывают направление фракционирования составов магнезиального (1) и глиноземистого (2) типов базальтоидов, и ферробазальтов именновского (1) и гороблагодатского (2) комплексов. Остальные условн. см. на рис. 4.7.

Базальты именновского комплекса по сравнению с павдинскими и липовскими характеризуются более низкими содержаниями Cr, Ni и отношениями Ni/Co и Cr/V (рис. 4.9А). В базальтах магнезиального типа содержания Cr (180-250 г/т) и Ni (<100 г/т) выше, а V (230-300 г/т) ниже, чем в базальтах глиноземистого типа: Cr и Ni (<50 г/т), V (240-340 г/т). Значительно снижаются отношения Ni/Co~1,9 и Cr/V~0,8 - в базальтах магнезиального типа (Ni/Co ниже, чем в глиноземистых базальтоидах павдинского комплекса). В базальтоидах глиноземистого типа отношения этих элементов еще ниже: Ni/Co~1,3 и Cr/V~0,1. Ферробазальтоиды по низким содержаниям Cr и Ni (преимущественно <70-30 г/т), накоплению V (в среднем >300 г/т) и низким отношениям Ni/Co (<1,0) и Cr/V (в среднем 0,1) сопоставимы с базальтоидами кабанского и красноуральского комплексов (рис. 4.9Б).

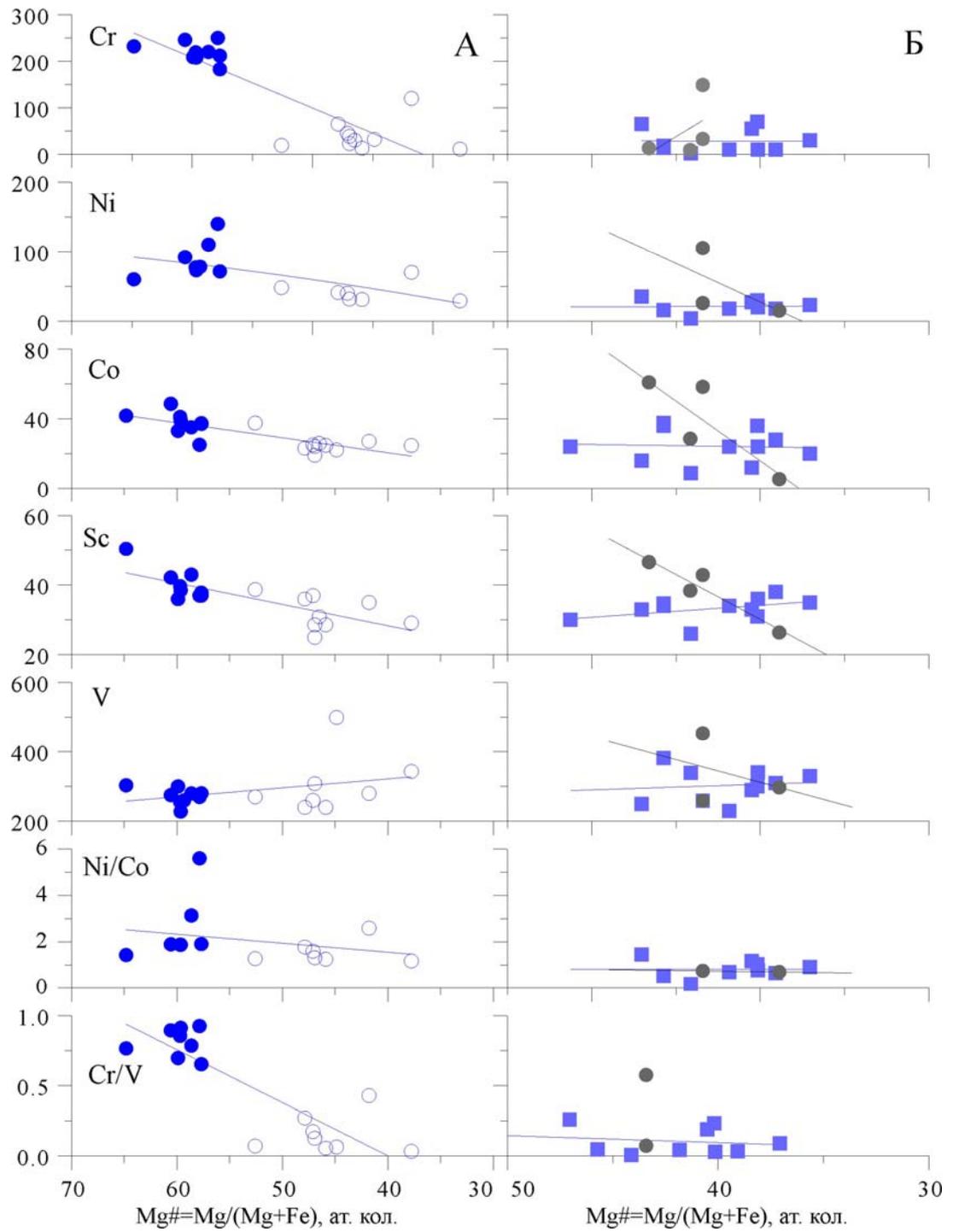


Рис. 4.9. Содержание Cr, Ni, Co, Sc, V в базальтоидах именновского и гороблагодатского комплексов в зависимости от магнезиальности. Условные обозначения см. рис. 4.7.

**Базальтоиды туринского комплекса (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>)** представлены латитами и редкими шошонитами (Прил.2., табл. 8, рис. 4.10). Это низкотитанистые (TiO<sub>2</sub> в среднем ~0,7%), высоко и весьма высокоглиноземистые ( $al'=1,3-3,4$ ) породы с низким содержанием MgO (в среднем 2,5-3,5%). Магнезиальность латитов изменяется в довольно широких пределах (Mg#=60-20), со снижением магнезиальности в породах незначительно возрастают TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Na<sub>2</sub>O, CaO, но снижаются Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и K<sub>2</sub>O (рис. 4.11A). В шошонитах содержание калия изменяется от низкого до умеренного. Латиты – высококалиевые породы с высокой общей щелочностью ( $alk=8-12\%$ ). Вулканиды туринского комплекса принадлежат к субщелочной серии, по соотношению Na/K=0,5-2,3 они относятся преимущественно к калиевому ряду.

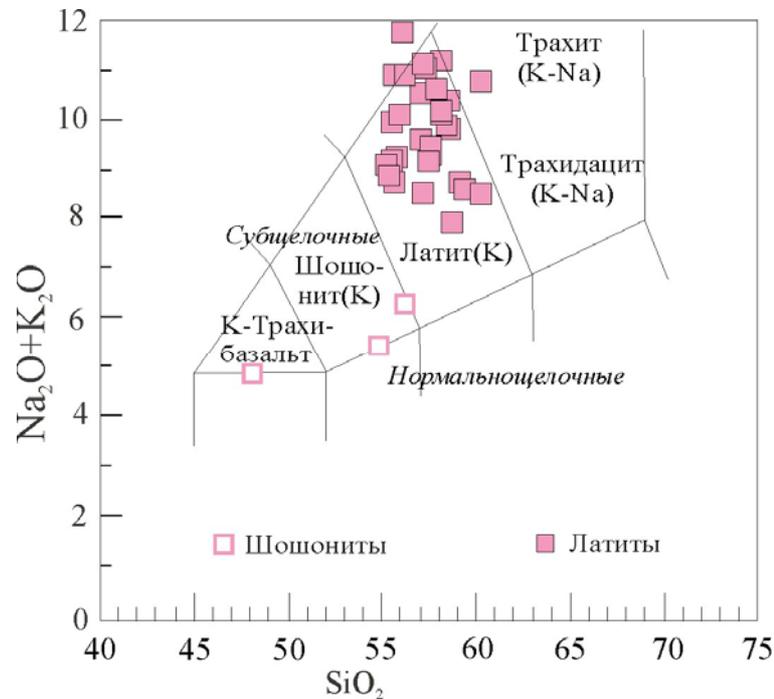


Рис. 4.10. Базальтоиды туринского комплекса на диаграммах Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub>, вес.% (Le Bas et. al., 1986). Шошониты (розовый незалитый квадрат), латиты (розовый залитый квадрат).

Латиты и шошониты наиболее обеднены Cr и Ni (<20 г/т), а также V (преимущественно 100-160 г/т) и, особенно, Co и Sc (рис. 4.11Б) по сравнению с вулканитами более ранних комплексов. При низком Cr/V (~0,1-0,2) в них довольно высокое отношение Ni/Co (~2,0) - на уровне базальтов магнезиального типа именновского комплекса.

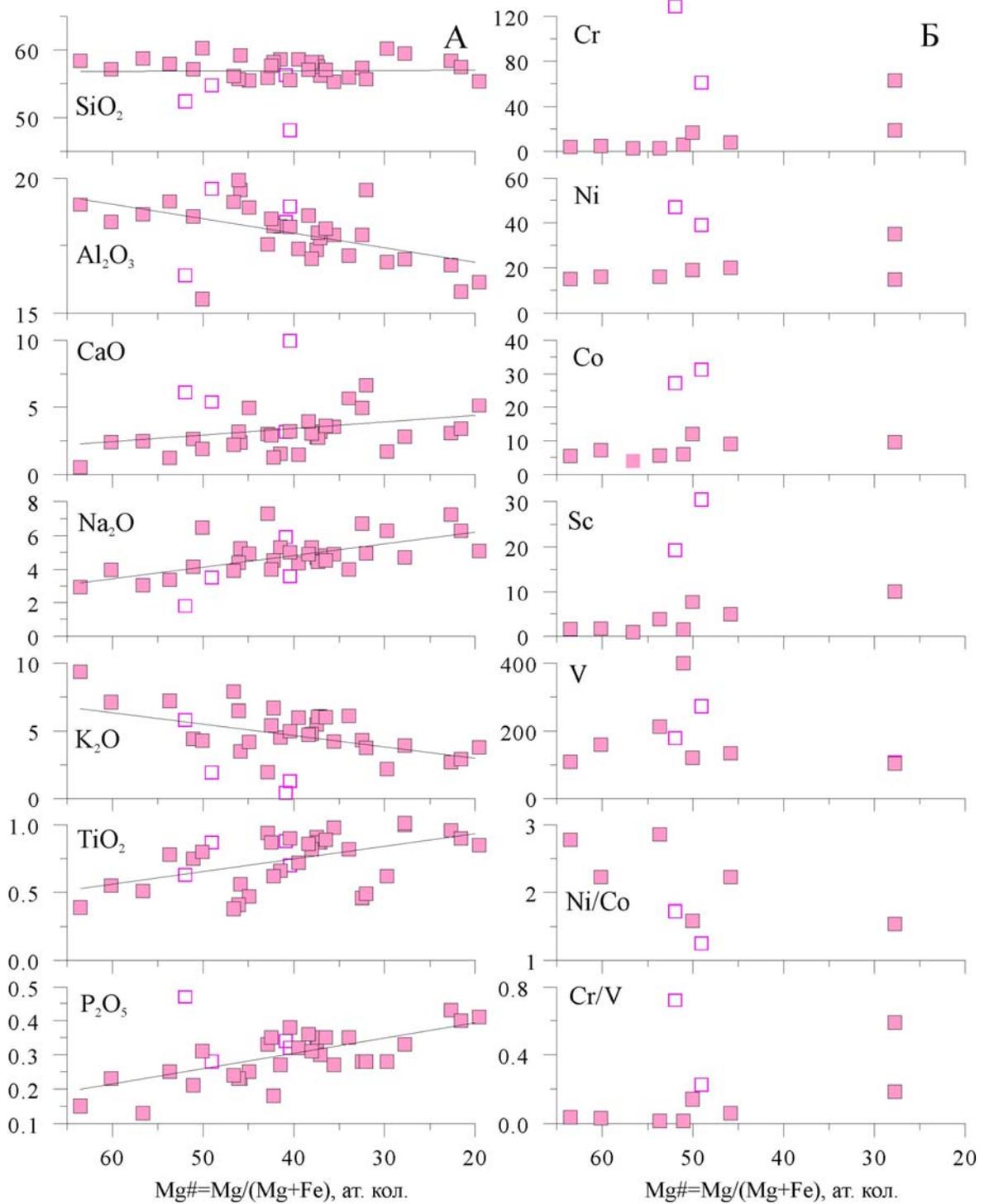


Рис. 4.11 Содержание главных компонентов (А) и Cr, Ni, Co, Sc, V (Б) в базальтоидах туринского комплекса в зависимости от магнезиальности. Условные обозначения см. рис. 4.10.

### 4.3. Геохимические особенности базальтоидов

Содержание ВЗЭ, КИЛЭ и РЗЭ в базальтоидах рассматривается относительно уровня содержаний в базальтах СОХ (N-MORB) и в хондрите С1 (Sun and Donough, 1989).

**Базальтоиды кабанского и красноуральского комплексов (O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>)** обеднены ВЗЭ и обогащены КИЛЭ к ВЗЭ. На спайдер-диаграммах (рис. 4.12А, Б) прослеживаются отчетливые минимумы Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Y относительно N-MORB. Лишь в верхнекрасноуральских андезибазальтах и андезитах незначительно возрастают Zr и Hf. Более низкие содержания ВЗЭ отмечаются в базальтах кабанского комплекса, залегающих в западной зоне структуры.

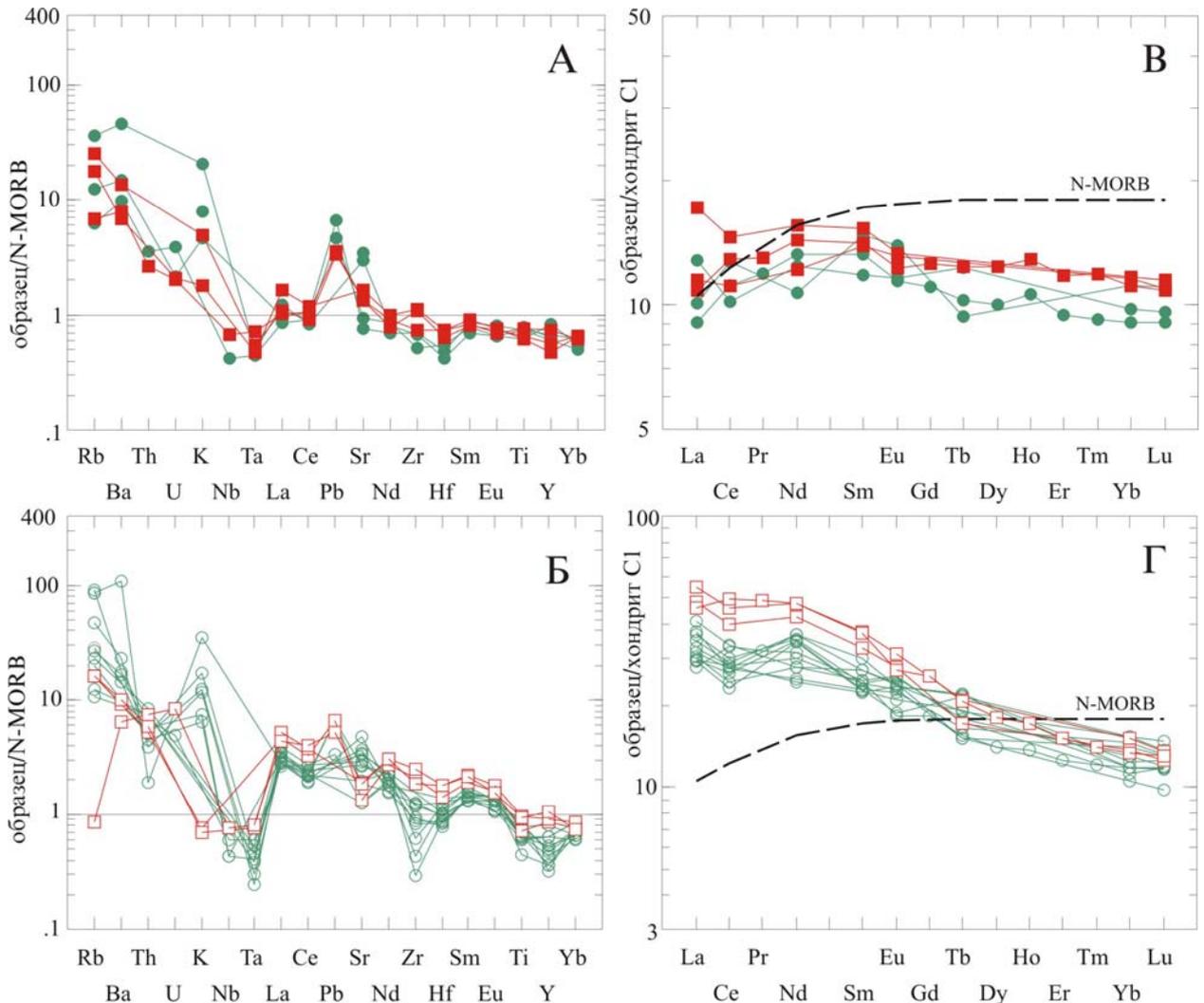


Рис. 4.12. Спектры некогерентных элементов, нормированных к N-MORB (А, Б) и РЗЭ, нормированных к хондриту С1 (В, Г), базальтоидов кабанского и красноуральского комплексов. А, В - *нижние подкомплексы*: кабанский (зеленый кружок), красноуральский (красный квадрат). Б, Г – *верхние подкомплексы*: кабанский (зеленый незалитый кружок), красноуральский (красный незалитый квадрат).

Содержания КИЛЭ широко варьируют, в большей степени ими обогащены базальтоиды верхних подкомплексов. Более высокими содержаниями К, Rb, Ba и Sr характери-

зуются кабанские базальты. Th, U, Pb накапливаются в более железистых разностях базальтоидов: в нижних подкомплексах - в кабанских базальтах, в верхних подкомплексах – в красноуральских андезибазальтах и андезитах.

Базальты *нижних подкомплексов* сильно обеднены РЗЭ (рис. 4.12.В), их содержание ниже, чем в N-MORB, распределение близко к хондритовому. Незначительное обогащение Nd и Sm ( $La_N \leq Sm_N \geq Yb_N$ ) придает спектрам слабо выпуклую форму. Содержание и степень фракционирования РЗЭ в кабанских базальтах ( $\Sigma PЗЭ_N = 11-12$ ;  $La/Yb_N = 0,9-1,3$ ) лишь незначительно ниже по сравнению с красноуральскими ( $\Sigma PЗЭ_N = 12-15$ ;  $La/Yb_N = 1,0-1,5$ ).

Базальтоиды *верхних подкомплексов* значительно обогащены средними и легкими РЗЭ относительно N-MORB (рис. 4.12.Г). По сравнению с вулканитами нижних подкомплексов РЗЭ в них сильно фракционированы ( $La_N \geq Sm_N > Yb_N$ ). Содержание и степень фракционирования РЗЭ незначительно выше в менее основных по составу красноуральских базальтоидах ( $\Sigma PЗЭ_N = 37-43$ ;  $La/Yb_N = 3,4-3,6$ ) по сравнению с кабанскими ( $\Sigma PЗЭ_N = 25-30$ ;  $La/Yb_N = 2,0-3,0$ ).

**Базальтоиды павдинского и липовского комплексов ( $S_1$ )** магнезиального и глиноземистого типов также обеднены ВЗЭ и обогащены КИЛЭ к ВЗЭ (рис. 4.13.А, Б).

Базальтоиды *магнезиального типа* деплетированы Nb, Ta, Ti, Y относительно N-MORB (рис. 4.13.А). Концентрации ВЗЭ ниже в липовских андезибазальтах; в андезитах элементы-примеси, включая КИЛЭ, не накапливаются относительно андезибазальтов. В базальтоидах *глиноземистого типа* (рис. 4.13.Б) содержания ВЗЭ незначительно увеличиваются относительно вулканитов магнезиального типа, но относительно N-MORB концентрации Nb, Ta, Ti, Y остаются пониженными. Базальтоиды глиноземистого типа богаче Rb, Ba, Th, U и беднее Sr и Pb по сравнению с базальтоидами магнезиального типа (Sr также богаче магнезиальные разности глиноземистого типа по сравнению с железистыми). В андезитах КИЛЭ и ВЗЭ не накапливаются относительно андезибазальтов, как и в андезитах липовского комплекса.

Базальтоиды характеризуется низкими содержаниями и невысокой степенью фракционирования РЗЭ. Базальтоиды *магнезиального типа* относительно N-MORB обеднены средними и тяжелыми РЗЭ и обогащены только ЛРЗЭ (рис.4.13.В). Наиболее низким содержанием и невысокой степенью фракционирования РЗЭ характеризуются андезиты ( $\Sigma PЗЭ_N = 9,5-12,1$ ;  $La/Yb_N = 1,2-2,0$ ) и андезибазальты ( $\Sigma PЗЭ_N = 14,2$ ;  $La/Yb_N = 2,0$ ) липовского комплекса. В андезибазальтах павдинского комплекса содержание РЗЭ возрастает ( $\Sigma PЗЭ_N = 16,4-21,7$ ;  $La/Yb_N = 1,6-2,2$ ), но степень фракционирования остается такой же низкой, как и в липовских базальтоидах.

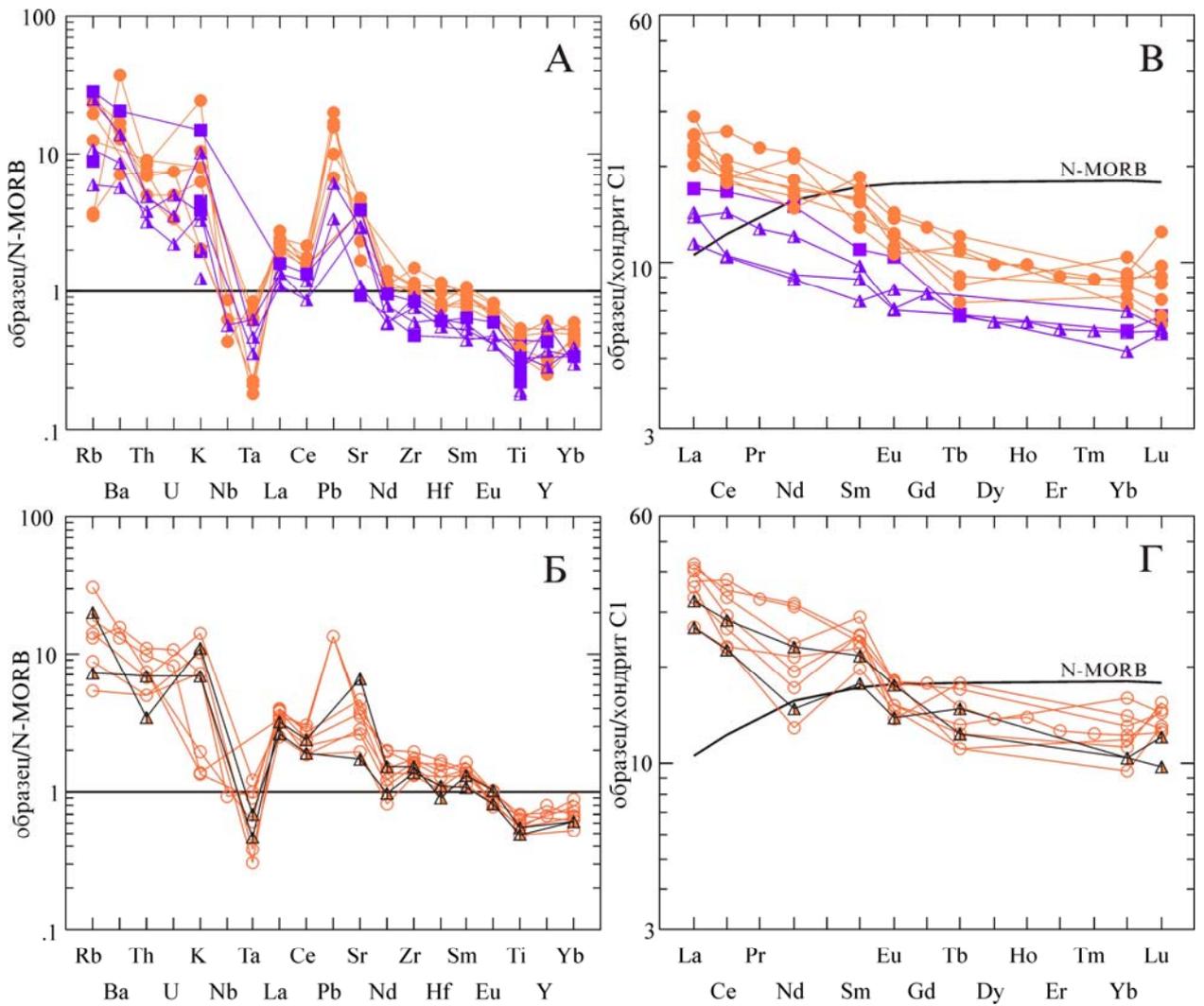


Рис. 4.13. Спектры некогерентных элементов, нормированных к N-MORB (А, Б) и РЗЭ, нормированных к хондриту С1 (В, Г), базальтоидов павдинского и липовского комплексов. Вулканиды магнезиального типа (А, В): андезибазальты павдинского комплекса (оранжевый кружок); андезибазальты (фиолетовый квадрат) и андезиты (фиолетовый частично залитый треугольник) липовского комплекса. Вулканиды глиноземистого типа павдинского комплекса (Б, Г): базальты и андезибазальты (оранжевый незалитый кружок), андезиты (черный треугольник).

В базальтоидах *глиноземистого типа* павдинского комплекса возрастает содержание всех РЗЭ (лишь незначительно больше других увеличивается содержание средних РЗЭ), поэтому степень фракционирования остается низкой, на уровне вулканитов магнезиального типа (рис.4.13.Г). В андезитах РЗЭ ( $\Sigma\text{РЗЭ}_N=19,1-24,6$ ;  $\text{La}/\text{Yb}_N=1,8-2,3$ ) не накапливаются относительно андезибазальтов и базальтов ( $\Sigma\text{РЗЭ}_N=18,4-30,6$ ;  $\text{La}/\text{Yb}_N=1,5-2,5$ ). Характер фракционирования РЗЭ в вулканитах глиноземистого и магнезиального типа однотипный ( $\text{La}_N > \text{Sm}_N > \text{Yb}_N$ ), различия состоят в появлении слабо выраженного минимума Eu в вулканитах глиноземистого типа.

**Базальтоиды именовского комплекса ( $S_{1-2}$ ), как и предшествующие им павдинские и липовские, обеднены ВЗЭ и обогащены КИЛЭ к ВЗЭ (рис. 4.14).**

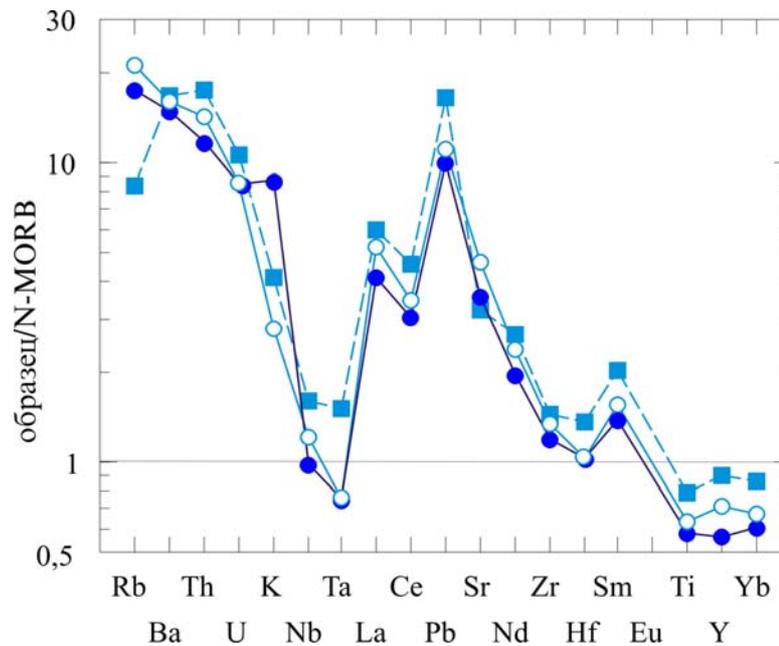


Рис. 4.14. Типичные спектры элементов-примесей базальтоидов именовского комплекса (средние содержания). Базальты магнезиального типа (синий кружок), базальтоиды глиноземистого типа (голубой незалитый кружок), ферробазальтоиды (голубой квадрат).

В среднем, более низкими содержаниями ВЗЭ характеризуются базальты *магнезиального типа*; Nb, Ta, Ti и Y в них ниже, чем в N-MORB. В базальтоидах *глиноземистого типа* концентрации ВЗЭ незначительно увеличиваются, но такими же низкими остаются содержания Ta, Ti и Y. В *ферробазальтоидах* концентрации ВЗЭ увеличиваются, и за исключением Ti и Y они выше, чем в N-MORB. Содержания Rb, Ba и Sr значительно варьируют; самые низкие, в среднем, содержания этих элементов, а также Th и Pb в базальтах магнезиального типа; базальтоиды глиноземистого типа отличаются наиболее высоким Rb и Sr, ферробазальтоиды - наиболее высоким Th и Pb.

Именовские базальтоиды значительно обеднены тяжелыми РЗЭ и обогащены средними и легкими РЗЭ относительно N-MORB (рис. 4.15). Они имеют сильно фракционированные спектры РЗЭ, чем заметно отличаются от павдинских и липовских базальтоидов. В *базальтах магнезиального типа* содержание РЗЭ ( $\Sigma\text{РЗЭ}_N=22-37$ ;  $\text{La}/\text{Yb}_{N\text{ср.}}=2,9$ ) незначительно ниже чем в *базальтоидах глиноземистого типа* ( $\Sigma\text{РЗЭ}_N=30-41$ ;  $\text{La}/\text{Yb}_{N\text{ср.}}=3,3$ ) (рис.4.15.А). *Ферробазальтоиды* ( $\Sigma\text{РЗЭ}_N=43-48$ ;  $\text{La}/\text{Yb}_{N\text{ср.}}=3,0$ ) отличаются более высоким содержанием ТРЗЭ и в целом РЗЭ (рис.4.15.Б). Характер распределения РЗЭ во всех именовских базальтоидах однотипный ( $\text{La}_N > \text{Sm}_N > \text{Yb}_N$ ), они слабо различа-

ются по степени фракционирования, которая незначительно возрастает в базальтоидах глиноземистого типа.

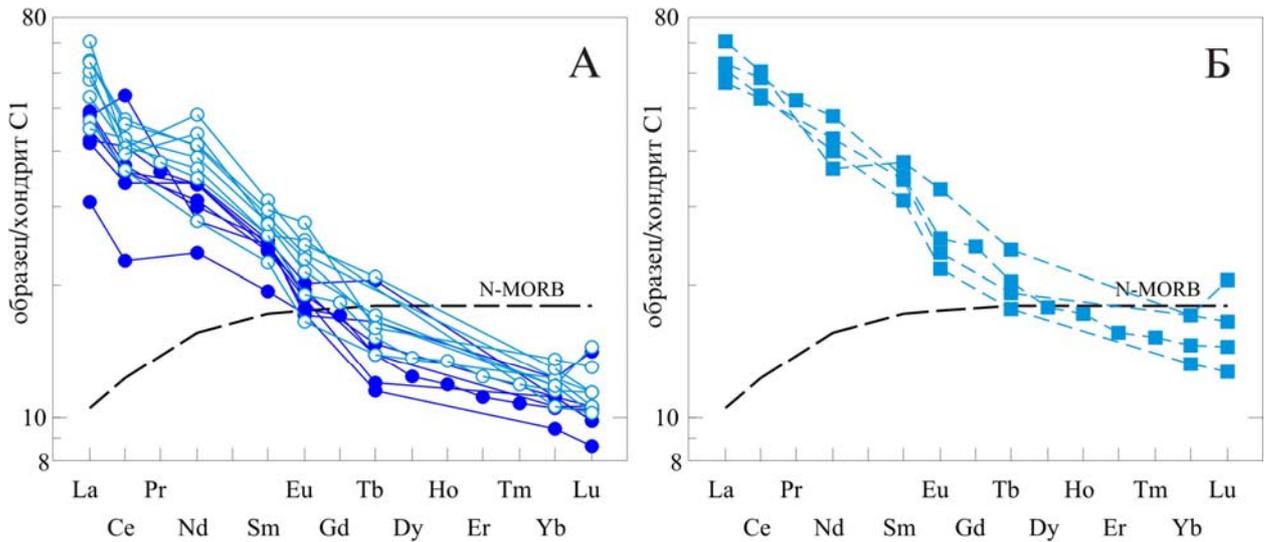


Рис. 4.15. Спектры РЗЭ базальтоидов именовского комплекса. А – базальтоиды магниального типа (синий кружок) и глиноземистого типа (голубой незалитый кружок). Б - ферробазальтоиды (голубой квадрат).

**Базальты горблагодатского комплекса ( $S_2$ )** по содержанию ВЗЭ - ниже или на уровне N-MORB (рис.4.16.А) наиболее близки к именовским ферробазальтоидам. В отличие от всех базальтоидов именовского комплекса горблагодатские ферробазальты обогащены КИЛЭ группы К (Rb, Ba, Sr); при этом содержания Th, U и Pb в них незначительно снижаются.

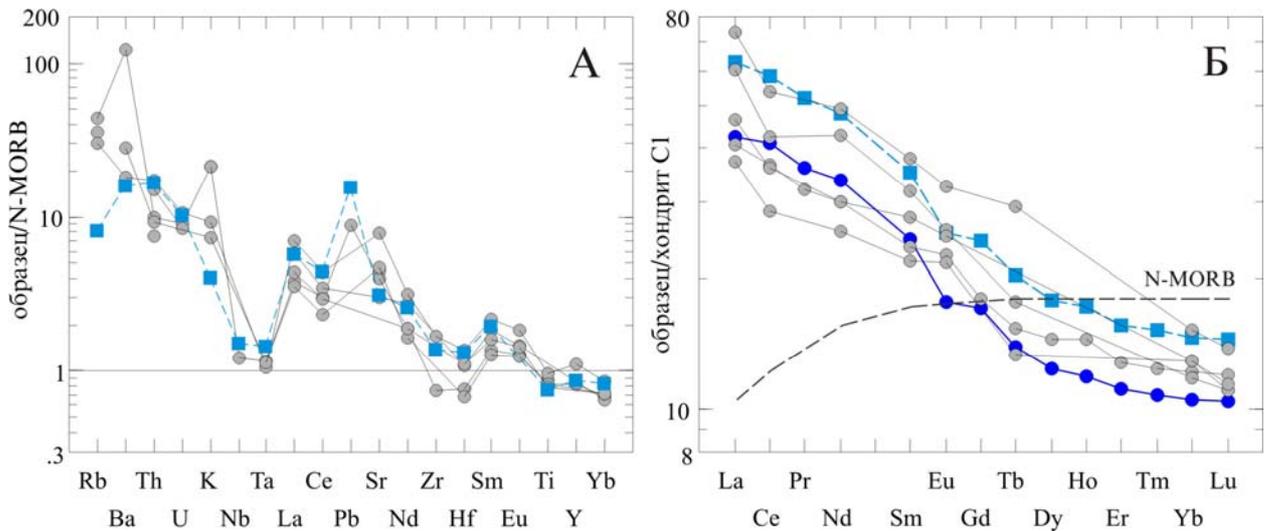


Рис. 4.16. Спектры элементов-примесей и РЗЭ ферробазальтов горблагодатского комплекса (серый кружок). Типичные спектры базальтов именовского комплекса: магниального типа (голубой кружок) и ферробазальтов (голубой квадрат).

Ферробазальты обеднены тяжелыми РЗЭ и обогащены легкими и средними РЗЭ относительно N-MORB (рис.4.16.Б). По содержанию и степени фракционирования РЗЭ

( $\Sigma P3Э_N=26-48$ ;  $La/Yb_{Ncp.}=2,9$ ), а также по характеру фракционирования P3Э ( $La_N > Sm_N > Yb_N$ ) ферробазальты близки к именовским базальтоидам. Однако содержание P3Э, в среднем, все же незначительно снижается относительно именовских ферробазальтоидов, отличающихся более высоким содержанием P3Э среди базальтоидов именовского комплекса.

**Базальтоиды туринского комплекса ( $S_2-D_1$ ):** латиты и шошониты обогащены всеми некогерентными элементами (рис.4.17.А). Концентрации ВЗЭ, за исключением Ti, Y и Yb, выше, чем в N-MORB. Для них характерно наиболее высокое среди всех раннепалеозойских базальтоидов обогащение КИЛЭ относительно ВЗЭ.

Шошониты и латиты также обогащены P3Э ( $\Sigma P3Э_N=62-77$  в шошонитах;  $\Sigma P3Э_N=80-114$  в латитах), особенно сильно ЛР3Э ( $La_N \gg Sm_N > Yb_N$ ) (рис.4.17.Б). Поскольку содержание в них ТР3Э находится примерно на уровне N-MORB, они имеют сильно фракционированные спектры P3Э ( $La/Yb_N=5,0-11,3$ ).

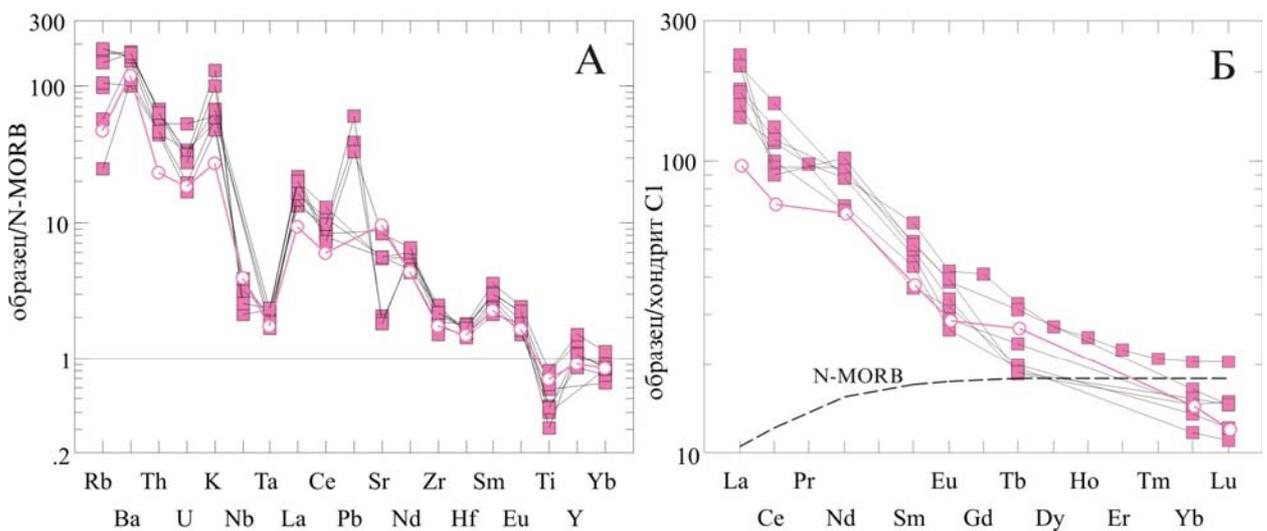


Рис. 4.17. Спектры элементов-примесей и P3Э латитов (розовый квадрат) и шошонитов (розовый кружок) туринского комплекса.

#### 4.4. Петрохимические типы и серии базальтоидов

Раннепалеозойские базальтоиды Тагильской структуры принадлежат к различным петрохимическим сериям и типам (рис. 4.18). По содержанию щелочей и соотношению общей щелочности и кремнекислотности базальтоиды позднего ордовика - силура относятся к нормально-щелочному ряду, базальтоиды позднего силура - раннего девона к субщелочной серии и к толеитовой с чертами переходной к субщелочной.

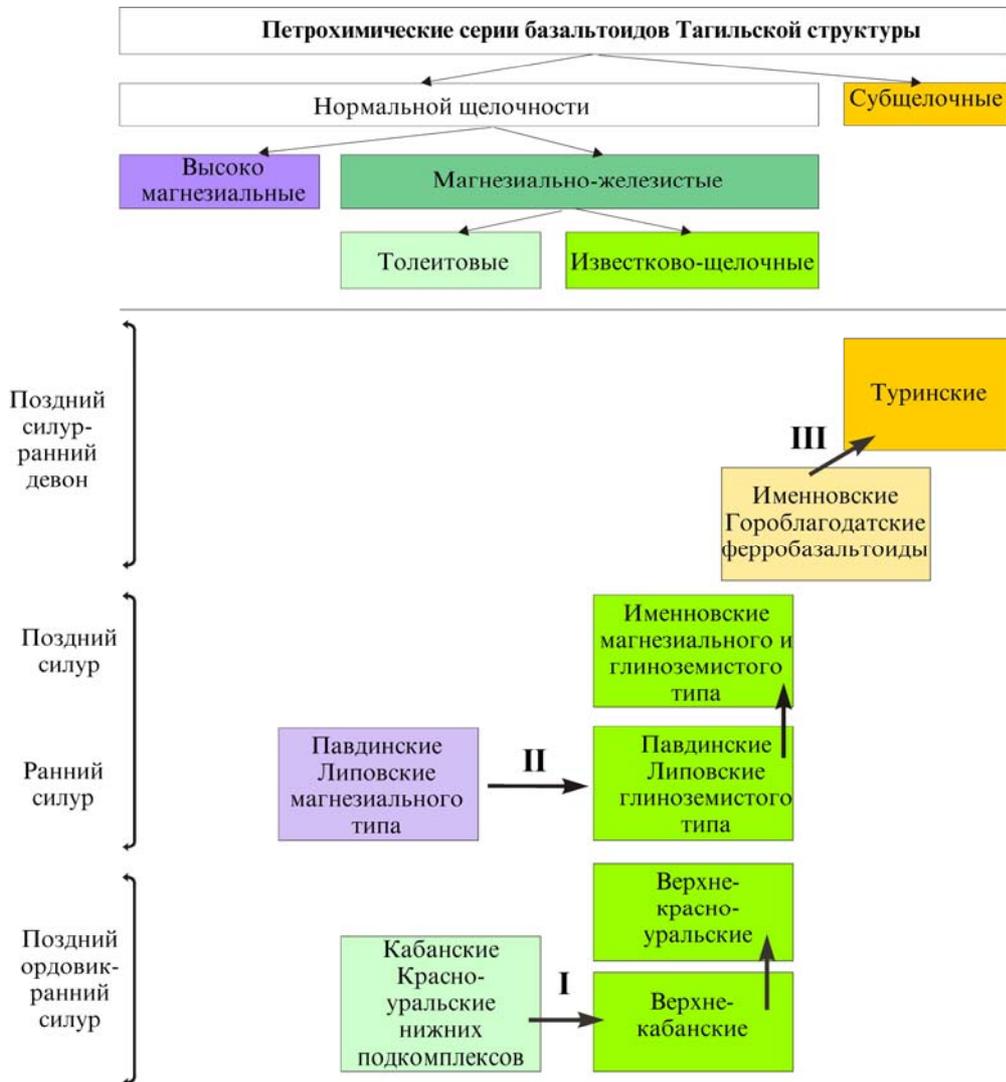


Рис. 4.18. Сериальная принадлежность базальтоидов (O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>) Тагильской структуры. Римскими цифрами обозначают этапы вулканизма: I – поздний ордовик – ранний силур, II – силур, III – поздний силур - ранний девон. Стрелками показана последовательность формирования базальтоидов выделенных комплексов.

Вулканиты нормально-щелочного ряда принадлежат преимущественно к магнезиально-железистому типу ( $Mg\# < 60$ ), однако в раннем силуре преобладали высокомагнезиальные базальтоиды ( $Mg\# > 60$ ), близкие к высокомагнезиальному (бонинитовому) типу. Среди базальтоидов магнезиально-железистого типа доминируют базальтоиды известково-щелочной серии. К толеитовой серии относятся нижнекабанские и нижнекрасноураль-

ские базальтоиды позднего ордовика. Ферробазальтоиды позднего силура относятся к переходному типу, промежуточному между породами нормально-щелочного и субщелочного ряда. По составу вулканических ассоциаций и петрохимическим особенностям базальтоидов выделены два временных ряда вулканических ассоциаций: позднего ордовика – раннего силура (I ряд) и силура – раннего девона (II ряд) (табл. 4.1)

Таблица 4.1.

## Петрохимические серии базальтоидов раннепалеозойских вулканических ассоциаций

	Комплекс	Вулканическая ассоциация	Петрохимические серии базальтоидов
I ряд	Нижний кабанский, нижний красноуральский (O <sub>3</sub> )	Однородная базальтовая (недифференцированная), содержащая плагиодациты	Na толеиты
	Верхний кабанский (O <sub>3</sub> )	Базальт-плагиодацит-плагиориолитовая (контрастно-дифференцированная)	K-Na известково-щелочные базальты
	Верхний красноуральский (S <sub>1</sub> )	Андезибазальт-андезит-плагиодацитовая (последовательно дифференцированная)	Na известково-щелочные андезибазальты и андезиты
II ряд	Павдинский, липовский (S <sub>1</sub> )	Базальт-андезибазальт-андезит-риодацитовая (непрерывно дифференцированная)	Na и K-Na известково-щелочные базальты, андезибазальты и андезиты: глиноземистого типа и магнезиального типа, близкого к высокомагнезиальному
	Именновский (S <sub>1-2</sub> )	Базальт-андезибазальтовая (слабо дифференцированная)	Na известково-щелочные базальты и андезибазальты: магнезиального и глиноземистого типов Na ферробазальты и ферроандезибазальты
	Гороблагодатский (S <sub>2</sub> )	Базальтовая (однородная), содержащая дациты - трахидациты	K-Na ферробазальты
	Туринский (S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub> )	Шошонит-латитовая (слабо дифференцированная)	Kсубщелочные латиты и шошониты

Раннепалеозойские базальтоиды, за исключением базальтоидов субщелочной серии, обеднены ВЗЭ и ТРЗЭ (их содержания ниже уровня N-MORB) и обогащены КИЛЭ и ЛРЗЭ. Значительным дефицитом ВЗЭ и ТРЗЭ, и невысокими содержаниями КИЛЭ и ЛРЗЭ характеризуются нижнекабанские и нижнекрасноуральские базальтоиды толеитовой серии, начинающие I ряд вулканических ассоциаций, а также павдинские и липовские высокомагнезиальные известково-щелочные базальтоиды, начинающие II ряд вулканиче-

ских ассоциаций. Дефицит ВЗЭ и ТРЗЭ сохраняется в базальтоидах известково-щелочных серий I и II ряда (верхнекабанских-верхнекрасноуральских и именовских, соответственно), а по Ti, Y и ТРЗЭ и в более поздних вулканитах (именовских и гороблагодатских ферробазальтоидах, субщелочных туринских базальтоидах). Содержание КИЛЭ и ЛРЗЭ, и обогащение КИЛЭ/ВЗЭ и ЛРЗЭ/ТРЗЭ последовательно возрастают в базальтоидах толейтовой, известково-щелочной и субщелочной серий. Таким образом, содержание некогерентных элементов и обогащение их КИЛЭ/ВЗЭ и ЛРЗЭ/ТРЗЭ возрастает в базальтоидах I и II ряда вулканических ассоциаций от ранних серий к поздним.

Состав базальтоидов и их геохимические особенности изменяются во времени, что свидетельствует о изменении условий их формирования. Условия кристаллизации базальтоидов могут быть восстановлены с учетом особенностей состава клинопироксенов, их изучению было посвящено несколько работ (Сазонова и др., 1997; Носова и др., 2000; Наркисова и др., 2000; Носова и др., 2002; Сазонова и др., 2003). Некоторые особенности формирования базальтоидов могут быть определены по содержанию тугоплавких элементов и их отношениям (например, Ni/Co и Cr/V), являющимся вместе с величиной магнезиальности показателями степени дифференциации магм.

Базальтоиды афирового-редкопорфирового облика кабанского и красноуральского комплексов характеризуются довольно однородным составом и низкими содержаниями Ni, Co и Cr, преобладанием магнезиальных и умеренномагнезиальных разностей. Состав клинопироксенов из афировых – редкопорфировых базальтоидов кабанского и красноуральского комплексов изменяется незначительно по пижонитовому тренду ( $Ca^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$  при  $Mg^{2+} \approx const$ ). Это позволяет предположить раннюю кристаллизационную дифференциацию их первичных расплавов, быстрый подъем к поверхности и быстрое остывание расплавов в условиях низкого давления.

Среди порфировых известково-щелочных базальтоидов павдинского-липовского и именовского комплексов присутствуют высокомагнезиальные разности, обогащенные тугоплавкими элементами, и низкомагнезиальные разности с более высоким содержанием V и низким содержанием Ni, Co и Cr. Клинопироксены из порфировых базальтоидов имеют сложную зональность и протяженные тренды кристаллизации авгитового типа ( $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$  при  $Ca^{2+} \approx const$ ). Это показывает, что расплавы известково-щелочных базальтоидов павдинского-липовского и именовского комплексов претерпели продолжительную многостадийную кристаллизацию в изменяющихся физико-химических условиях.

Повышение содержания тугоплавких компонентов в расплавах связано с увеличением глубины (давления) и степени плавления, следует предположить, что формирование первичных расплавов павдинских и липовских базальтоидов, для которых характерны

наиболее высокие содержания и отношения Ni/Co, Cr/V, происходило из высокомагнезильного субстрата.

Кристаллизация магнезиальных андезибазальтов (магнезиального и глиноземистого типов) павдинского комплекса (моделирование кристаллизации ранних ядер клинопироксенов из расплавов андезибазальтового состава (обр. 30390, 33/95) в КОМАГМАТ 3.0) происходила при повышенных давлениях (около 8 кбар), в относительно восстановительных условиях ( $fO_2$  несколько ниже буфера WM). Клинопироксены магнезиальных базальтоидов павдинского комплекса имеют прерывистую обратную зональность и обогащенные Cr промежуточные и краевые зоны. Для кристаллизации клинопироксена такого состава необходимо повышение температуры ликвидуса, что могло реализоваться за счет поступления высокотемпературных порций расплава. Вероятно, при кристаллизации магнезиальных павдинских базальтоидов могло иметь место смешение частично дифференцированных расплавов с вновь поступавшими в камеры порциями недифференцированных расплавов. Кристаллизация низкомагнезиальных андезибазальтов и андезитов глиноземистого типа, судя по прямой зональности в клинопироксенах, происходила в условиях снижения температуры при низких давлениях (порядка 2 кбар и менее).

Именновские клинопироксены из базальтоидов магнезиального и глиноземистого типов имеют более протяженные тренды кристаллизации, чем павдинские и липовские (см. гл 4.1), следовательно, их расплавы претерпели более длительную кристаллизационную дифференциацию. В ядрах ранних генераций клинопироксенов именновских базальтоидов магнезиального и глиноземистого типов, и изредка железистого типа наблюдается обратная зональность; она может быть объяснена повышением температуры ликвидуса при дегазации расплавов, что привело к росту  $fO_2$ , кристаллизации магнетита и увеличению магнезиальности остаточного расплава. Присутствие в базальтоидах магнезиального и глиноземистого типов однотипных ядер ранних генераций клинопироксенов указывает на то, что они могли образоваться за счет фракционирования из единого родоначального расплава. При более низком содержании MgO, Ni, Co, Cr в базальтах глиноземистого типа практически не изменяется содержание SiO<sub>2</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub>, а так же содержание и степень фракционирования PЗЭ, что свидетельствует о близости составов исходных магм. Моделирование (КОМАГМАТ 3.0) показало возможность образования базальтов глиноземистого типа при фракционной кристаллизации расплавов базальтов магнезиального типа при осаждении Crx(1)+Pl(1)+Ol(2) и степени кристаллизации около 15% и  $fO_2 < f_{NNO}$ .

Именновские афировые – редкопорфировые ферробазальты, по сравнению с магнезиальными базальтами, обеднены MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ni, Co, Cr. В них незначительно возрастает общая щелочность, TiO<sub>2</sub> и V, при неизменном содержании CaO. Составы клинопироксе-

нов из именовских ферробазальтоидов слабо изменяются вдоль пижонитового тренда, что предполагает высокую скорость их кристаллизации при быстром подъеме и остывании расплавов. По особенностям состава ранних генераций этих клинопироксенов (более высокое отношение  $Ti/Al$  и резкое обогащение  $Ti$  при незначительном возрастании железистости) их кристаллизация происходила на меньшей глубине (при более низком давлении), чем расплавов известково-щелочных базальтов магнезиального и глиноземистого типов. На основании этого можно предположить, что фракционная кристаллизация их первичных расплавов проходила в других физико-химических условиях, чем известково-щелочных базальтов либо был иным источник расплавов.

Гороблагодатские ферробазальты характеризуются довольно однородным составом и низкими содержаниями  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Cr$ . Туринские латиты обеднены  $MgO$  и тугоплавкими элементами. Высокожелезистый и высококальциевый состав клинопироксенов из гороблагодатских ферробазальтов и из туринских субщелочных базальтоидов (плоские тренды кристаллизации при  $Ca^{2+}=const Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$ ) отражает особенности химического состава расплавов, обогащенных калием и имеющих повышенную щелочность, что предполагает возрастание глубины формирования их первичных расплавов и раннее фракционирование расплавов.

Изучение ксеногенных магнезиальных ядер в клинопироксенах из габбродиоритов и диоритов, комагматичных базальтоидам именовского и гороблагодатского комплексов, соответственно (Сазонова и др., 2003), показало следующее. Клинопироксены габбродиоритов содержат ксеногенные магнезиальные ядра, геохимические особенности которых (обогащены  $Ba$ ,  $Sr$ ,  $Be$ ,  $V$  и  $LP3Э > CP3Э > TP3Э$ ) унаследованы от клинопироксенов мантийных пород, претерпевших метасоматические преобразования с участием водного флюида и незначительной доли расплава. На основании этого предполагается водный характер первичных магм базальтоидов именовского комплекса. Геохимические особенности ксеногенных магнезиальных ядер в клинопироксенах из диоритов (не обогащены  $Ba$ ,  $Sr$ ,  $Be$ ,  $V$  и  $LP3Э < CP3Э < TP3Э$ ) соответствуют клинопироксенам из областей мантийного метасоматоза, связанного с воздействием щелочных базальтовых расплавов (типа  $OIB$ ). Это показывает, что формирование первичных магм гороблагодатских и туринских базальтоидов происходило из обогащенного субстрата (на значительной глубине и при более низкой степени частичного плавления).

Особенностью геохимического состава клинопироксенов из раннепалеозойских базальтоидов является соответствие содержаний элементов-примесей ( $Sr$ ,  $LP3Э$ ,  $Zr$ ,  $Ti$ ,  $Yb$ ) их содержаниям в клинопироксенах островных дуг, и уровня отношений элементов-примесей уровню отношений в клинопироксенах из мантийных перидотитов островодуж-

ных обстановок (Носова и др., 2002).

Таким образом, во времени изменялся состав вулканических ассоциаций, состав и геохимические особенности базальтоидов, и условия их формирования.

#### **4.5. Относительная временная последовательность вулканических (петрохимических) серий базальтоидов**

Временная последовательность вулканических серий имеет ключевое значение для решения альтернативы: островная дуга или континентальный рифт, так как эволюция вулканизма в этих структурах имеет в целом противоположную направленность. Для современных зон растяжения и сжатия установлены и детально изучены типичные вулканические ассоциации и петролого-геохимические особенности базитов, входящих в различные вулканические серии (Магматические..., 1987 и др.). Поэтому, сравнение последовательности формирования раннепалеозойских вулканических серий Тагильской структуры с вулканическими формациями современных основных геодинамических режимов - зон растяжения и сжатия позволяет восстановить палеогеодинамические условия их формирования.

Континентальные рифты проходят через два этапа развития: предрифтовый и рифтовый. Для предрифтовой стадии характерны слабо дифференцированные щелочнобазальтовые ассоциации, иногда сменяющиеся толеитовыми. На собственно рифтовой стадии, наряду со слабодифференцированными ассоциациями повышенной щелочности формируются дифференцированные субщелочные серии вулканитов, часто отчетливо контрастно дифференцированные. Щелочные и субщелочные вулканиты преобладают по объему над вулканитами толеитовой серии. При переходе от континентального рифтогенеза к межконтинентальному (Красноморская рифтовая область) возникают толеитовые недифференцированные серии вулканитов типа N-MORB. В рифтовых структурах, итогом развития которых может являться раскрытие океана, происходит направленное уменьшение щелочности магматизма от ранних щелочных и субщелочных серий к поздним толеитовым сериям (Магматические..., 1987; Фролова, Бурикова, 1997 и др.).

На всех стадиях развития континентальных рифтов, вплоть до разрыва континентальной коры, мантийный источник их магмогенерации остается неистощенным, и породы несут многочисленные признаки этого (мантийные нодули, следы мантийного метасоматоза, обогащенность как КИЛЭ, так и ВЗЭ, и др.). *Во времени щелочные базальтоиды сменяются толеитовыми, близкими базальтам СОХ.*

Островные дуги проходят через несколько стадий развития. В зависимости от строения литосферы и глубинных геодинамических процессов на границах и в тылу конвергирующих плит типы вулканических ассоциаций в островных дугах и последователь-

ность их формирования могут различаться (Магматические..., 1987; Фролова, Бурикова, 1997). В основании островных дуг (энсиматических) предостроводужный этап фиксируется специфическими островодужными офиолитами (толеиты, бониниты, ультрамафиты). Затем происходит излияние вулканитов бимодальных риолит-базальтовых серий (преимущественно в энсиматических дугах), непрерывных базальт-андезит-дацитовых (преимущественно в энсиалических дугах) и базальт-андезибазальтовых известково-щелочных серий и, наконец, шошонит-латитовых субщелочных (Магматические..., 1987; Фролова, Бурикова, 1997 и др.). При возникновении рифтов над зонами субдукции (внутридуговых или задуговых) последовательность вулканических серий может быть более сложной. Состав мантийного источника (фертильный типа MORB) вследствие декомпрессионного плавления и формирования предостроводужных офиолитов эволюционирует к сильно истощенному. Деплетирование перидотитов мантийного клина ВЗЭ связывается также с предшествующим плавлением в задуговом бассейне и последующей конвекцией мантийного вещества к фронту дуги, наведенной погружающейся плитой. В островных дугах происходит постепенное наращивание мощности земной коры и погружение области магмогенерации, в результате чего мантийный источник эволюционирует от сильно истощенного к недеплетированному (обогащенному КИЛЭ при сохранении определенного дефицита ВЗЭ). *Вулканиты современных надсубдукционных обстановок отличаются от рифтогенных присутствием вулканитов известково-щелочного ряда и отсутствием вулканитов щелочного ряда, а также обратной последовательностью формирования формаций: толеитовые серии сменяются известково-щелочными и субщелочными.*

Тагильская структура. Базальтоиды выделенных вулканических ассоциаций обладают собственными устойчивыми петрографическими, петрохимическими и геохимическими признаками.

Позднему ордовику – раннему силуру соответствует *I временной ряд* вулканических (петрохимических) серий:  $T_{Na} \rightarrow ИЩ_{K-Na} \rightarrow ИЩ_{Na}$ . Толеитовый недифференцированный вулканизм (нижнекабанский и нижнекрасноуральский) сменился известково-щелочным контрастным (верхнекабанским) и затем известково-щелочным последовательно дифференцированным вулканизмом (верхнекрасноуральский). Последовательность формирования базальтоидов *I* ряда вулканических ассоциаций следующая: Na толеиты (нижнекабанские и нижнекрасноуральские), K-Na известково-щелочные базальты (верхнекабанские) и Na известково-щелочные андезибазальты и андезиты (верхнекрасноуральские). Таким образом, в южной части Тагильской структуры в течение позднего ордовика и в раннем силуру преимущественное развитие имел известково-щелочной вулканизм.

Силуру – раннему девону соответствует *II временной ряд* вулканических (петрохимических) серий: **ВМИЩ**<sub>К-Na, Na</sub> → **ИЩ**<sub>Na</sub> → **Т**<sub>Na</sub> → **ИЩ-СЩ**<sub>К-Na</sub> → **СЩ**<sub>К, К-Na</sub>. Последовательно дифференцированный известково-щелочной вулканизм (павдинский, липовский) сменяется слабо дифференцированным известково-щелочным (именновским). Завершающим являлся субщелочной вулканизм слабо дифференцированного характера (туринский). Ему предшествовал слабо дифференцированный толеитовый (именновский) и однородный (гороблагодатский) вулканизм переходного (от нормально-щелочного к субщелочному) типа. Базальтоиды *II* ряда вулканических ассоциаций формировались в последовательности: близкие к высокомагнезиальной серии К-Na - Na известково-щелочные базальтоиды (павдинские и липовские), Na известково-щелочные базальтоиды (именновские), Na толеитовые базальтоиды (именновские) и К-Na базальты (гороблагодатские) переходного к субщелочным типа, К - К-Na субщелочные базальтоиды (туринские). В силуре – раннем девоне так же преобладал известково-щелочной вулканизм. Характерной особенностью силурийских известково-щелочных базальтоидов, в отличие от верхнеордовикских, является присутствие дифференциатов магнезиального и глиноземистого типа.

Таким образом, в раннем палеозое в Тагильской структуре доминировал известково-щелочной вулканизм. Известково-щелочной вулканизм является типичным для современных островных дуг, а не для континентальных и межплитных рифтов, и, следовательно, является индикаторным для палеоостроводужных обстановок. Последовательность формирования раннепалеозойских вулканических серий соответствует формационным рядам современных островных дуг (Магматические..., 1987; Петрология..., 1987; Фролова, Бурикова, 1997 и др.). Вулканические серии переходного типа (именновскую и гороблагодатскую), предшествующие субщелочной серии, предполагается рассматривать как надсубдукционные рифтогенные.

По геохимическим особенностям базальтоиды Тагильской структуры также следует относить к островодужным. По содержанию КИЛЭ и ВЗЭ (Nb, Ba, Sr) они располагаются в поле низко-Ti базальтов островных дуг (рис. 4.19). В отличие от базальтов континентальных и межплитных рифтов, обогащенных ВЗЭ и ТРЗЭ, раннепалеозойские базальтоиды Тагильской структуры, как и базальтоиды современных островных дуг, деплетированы ВЗЭ и ТРЗЭ, и обогащены КИЛЭ и ЛРЗЭ.

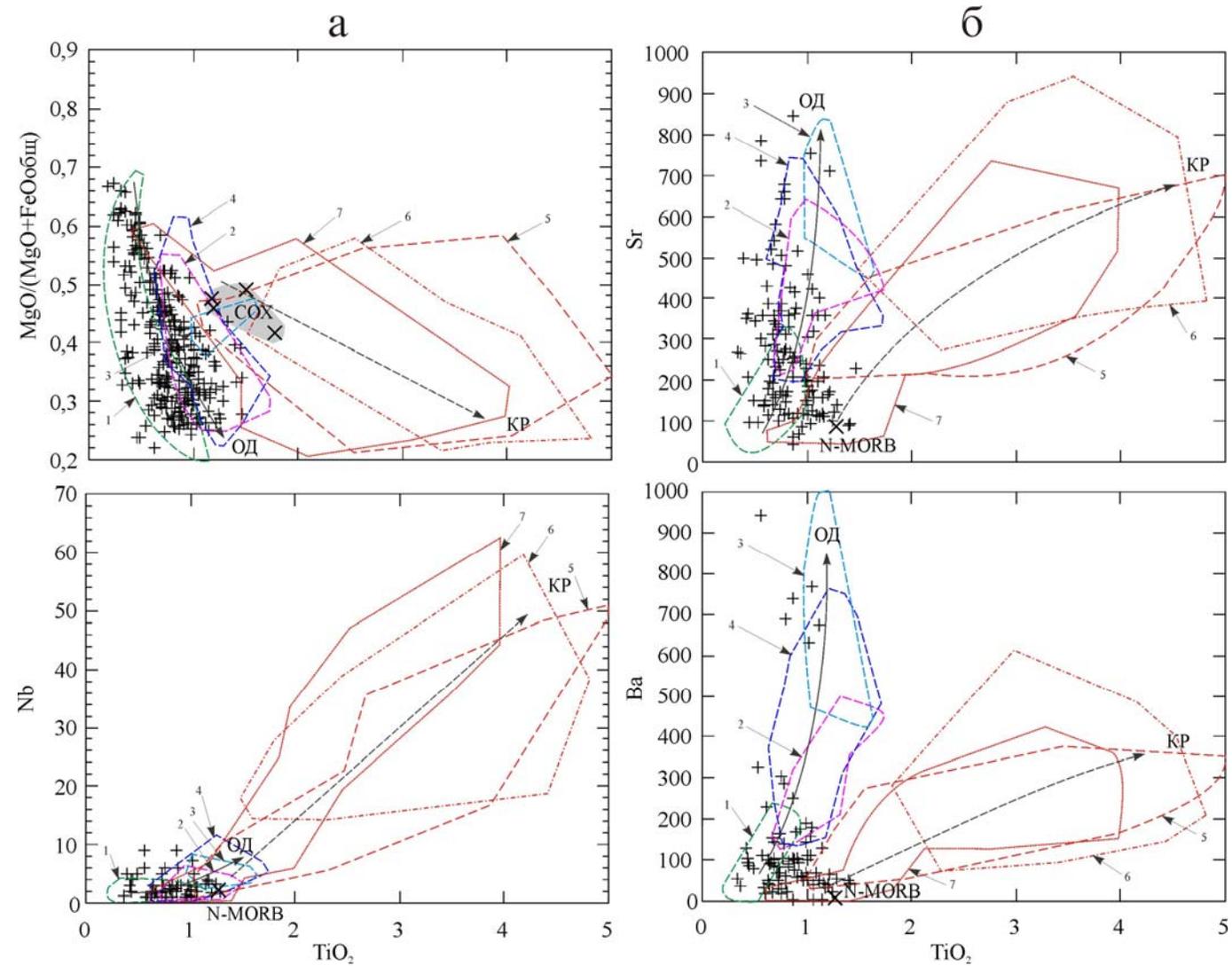


Рис. 4.19. Магнезиальность и содержание Nb, Sr, Ba в зависимости от  $TiO_2$  в базальтоидах ( $O_3-D_1$ ) Тагильской структуры и в базальтах современных островных дуг и континентальных рифтов.

Условные обозначения к рис. 4.19. Крестом показаны базальтоиды ( $O_3-D_1$ ) Тагильской структуры. Поля базальтоидов островных дуг и континентальных и межплитных рифтов показаны контурами. Островные дуги (1-4): 1 – толеиты Марианской дуги, 2 – толеиты Алеутской дуги (центральной и восточной зоны), 3 – шошониты дуги Хонсю, 4 – известково-щелочные базальтоиды и шошониты Центральной Камчатки. Базальты континентальных рифтов (5-7): 5 – Эфиопского, 6 – Йеменского, 7 – Красного моря. Состав N-MORB по (Sun, McDonough, 1989). Показаны тренды изменения содержаний Nb, Sr, Ba и магнезиальности в базальтоидах с ростом  $TiO_2$  и общей щелочности: пунктирной линией в континентальных рифтах (КР), сплошной линией в островных дугах (ОД).

Содержание в базальтоидах КИЛЭ и ЛРЗЭ и обогащение их КИЛЭ/ВЗЭ и ЛРЗЭ/ТРЗЭ последовательно возрастают от ранних вулканических ассоциаций к поздним. Такой характер распределения некогерентных элементов в раннепалеозойских базальтоидах можно связать с изменением состава источника плавления от сильно истощенного к недеплементированному и обогащенному. Подобная направленность изменения состава субстрата характерна для базальтоидов островодужных обстановок, в отличие от рифтогенных; в последних мантийный источник остается неистощенным на всех стадиях развития рифтов (Магматические..., 1987; Фролова, Бурикова, 1997 и др.). Таким образом, временную последовательность раннепалеозойских вулканических ассоциаций можно рассматривать как палеоостроводужную.

Существующие представления о формировании вулканогенных образований Тагильской структуры над зоной субдукции либо в континентальном рифте в каждом случае опираются на особенности геологического положения вулканических толщ и на петрологический состав вулканитов. По представлениям Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева (1989, 1995, 2000, 2001) в западной и центральной части Тагильской структуры залегают (с запада на восток) типичные для островных дуг вулканиты толеитовой, известково-щелочной и субщелочной серий, и эта последовательность вулканических серий характеризует асимметричную зональность палеодуги. Ю.С. Каретин (1992, 1997, 2000, 2004) формирование Тагильской структуры как палеорифтовой аргументирует присутствием симметричной петрохимической зональности «от осей к флангам». Существование альтернативных гипотез требует детального сравнения исследуемых базальтоидов с базитами современных островных дуг и континентальных рифтов, прежде всего по геохимическим особенностям, что рассматривается в 5 главе.

## 5. ПЕТРОЛОГИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОИДОВ ТАГИЛЬСКОЙ СТРУКТУРЫ

Базальтоиды из различных геодинамических обстановок могут иметь сходство по химическому составу и содержанию элементов-примесей. Например, поля базальтов островных дуг и континентальных рифтов частично перекрываются в области нормально-щелочных низкотитанистых составов, однако они значительно различаются по содержанию неогерентных элементов в области субщелочных составов (рис. 4.19) и по отношениям элементов (Магматические..., 1987). Поэтому определение генезиса базальтоидов позднего ордовика – раннего девона Тагильской структуры построено на сопоставлении геохимических особенностей базальтоидов современных островных дуг (ОД) и континентальных рифтов (КР).

### 5.1. Особенности формирования магм в современных островных дугах и континентальных рифтах.

Исследования особенностей геохимии и состава радиогенных изотопов базальтов современных ОД и КР показали, что основным источником вещества их расплавов является верхняя мантия, а дополнительным – вещество коры. Однако составы мантийных источников в КР и в ОД формируются при участии различных процессов. Мантийным субстратом вулканитов КР является литосферная мантия, обогащенная веществом мантийного плюма, который формирует обогащенный источник того же типа, что и вулканитов океанических островов (ОО). В плавление также может вовлекаться переработанная (рециклинговая) литосферная мантия, близкая к мантии MORB. В континентальных рифтах обычно фиксируется многостадийная контаминация расплавов коровым веществом на уровне нижней и верхней коры (Marty et al., 1996; Baker et al., 1996; Pik et al., 1999). В формировании источника островодужных магм в надсубдукционном клине принимает участие вещество деплетированной мантии, в различной степени обогащаемой флюидами и частичными выплавками из субдуцируемой литосферы: гидротермально измененной океанической коры и океанических осадков (Brown et al., 1982; Brenan et al., 1995; Stern, Kilian, 1996 и др.).

В обстановках континентального рифтогенеза расплавы формируются над поднимающимся из астеносферы мантийным плюмом (диапиром разуплотненного вещества) при адиабатическом снятии давления (декомпрессионное плавление); образующиеся расплавы обеднены водой. В надсубдукционных обстановках расплавы формируются в обводненном мантийном клине в значительной степени за счет снижения температуры солидуса и обогащены водой по сравнению с расплавами зон континентальных рифтов (Магматические..., 1987 и др.). Последовательность вулканизма в КР в целом отражает

увеличение степени плавления мантийного субстрата, в ОД, напротив, степень плавления мантийного субстрата во времени снижается (Магматические..., 1985 и др.).

Существующие различия между мантийными и коровыми источниками вулканитов ОД и КР можно использовать для определения генезиса исследуемых базальтоидов. Обсуждение их островодужной либо континентально-рифтогенной природы может быть построено на установлении источников вещества: основной мантийной составляющей и дополнительной коровой составляющей. Распознавание участия и оценка вклада каждого из источников вещества требует изотопно-геохимических исследований. Однако вариации изотопных отношений часто бывают незначительными по сравнению с вариациями отношений некогерентных элементов (например, в базальтах островных дуг и рифтов отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  часто укладываются в пределы мантийных значений  $0,704 \pm 0,002$ ). Об участии того или иного источника вещества в формировании магматических расплавов так же позволяют судить отношения некогерентных элементов, для которых характерно контрастное поведение в процессах частичного плавления бедных водным флюидом мантийных перидотитов (континентальные и межплитные рифты) и обогащенных водным флюидом мантийных перидотитов (над зонами субдукции).

Для сравнения в работе использованы данные по базальтам современных ОД и КР (GEOROC, <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc>).

Базальты *современных континентальных рифтовых зон* входят в состав щелочной, субщелочной и толеитовой серий. Общая направленность эволюции вулканизма в рифтовых зонах следующая: базальтоиды повышенной щелочности (характерны для этапа рассеянного ареального рифтинга с минимальным растяжением коры) → субщелочные и толеитовые базальты «переходной» серии (характерны для этапа ареального рифтинга при значительном и сильном растяжении коры) → толеитовые базальты, близкие к океаническим (характерны для межплитного осевого трога и срединной рифтовой долины при разрыве коры и зарождении спрединга) (Магматические..., 1985).

Базальты, индикаторные для всех стадий внутриконтинентального рифтогенеза (предрифтовой стадии) и межконтинентального рифтогенеза (собственно рифтовой стадии, переходной к спрединговой), присутствуют в Африкано-Аравийской рифтовой зоне. Поэтому они, за исключением базальтов щелочной серии, не встречающихся среди вулканитов позднего ордовика – раннего девона Тагильской структуры, были использованы для сравнения. Предрифтовый период представляют олигоценовые (31-26 млн. л.) базальты эфиопского (Brotzu et al., 1981; Thompson et al., 1983; Pik et al., 1998; Pik et al., 1999) и йеменского рифтов (Baker et al., 1996). Они образуют «переходную» серию, включающую субщелочные и нормально-щелочные толеитовые разности (Магматические..., 1985).

Считается, что эти базальты выплавились из обогащенного мантийного источника, возникшего при взаимодействии вещества плюма и континентальной гетерогенной литосферной мантии; кроме того, магматические расплавы контаминировались коровым веществом на уровне нижней и верхней коры (Baker et al., 1996; Pik et al., 1999). Собственно рифтовый период (межплитный рифт), предшествующий океанскому спредингу, представляют четвертичные базальты Красноморского рифта (Altherr et al., 1988; Altherr et al., 1990; Rogers, 1993; Volker et al., 1997) - нормально-щелочные толеиты, близкие к океаническим.

Базальты *современных островных дуг* входят в состав толеитовой, высокомагнезиальной (бонинитовой), известково-щелочной и субщелочной серий. Общая направленность эволюции вулканизма в островных дугах: толеитовые  $\pm$  высокомагнезиальные (бонинитовые) серии  $\rightarrow$  известково-щелочные серии  $\rightarrow$  субщелочные серии, - отражает снижение степени плавления мантийного субстрата (Магматические..., 1985). Временные ряды вулканических ассоциаций в островных дугах непостоянны, поскольку вулканизм отражает сложное сочетание большого количества факторов. Характер островодужного вулканизма в значительной степени зависит от строения литосферы, морфологии зон Завадрицкого-Беньюфа и глубинных геодинамических процессов на границах и в тылу конвергирующих плит (Магматические..., 1987; Фролова, Бурикова, 1997 и др.). Морфоструктурно островные дуги связаны с окраинами континентов (периферийно-океанические - Японская, Курило-Камчатская дуги), приурочены к зонам, удаленным от континентов (внутриокеанические Алеутская дуга, Тонга-Кермадек-Новозеландская и Бонин-Марианская системы дуг), или не имеют связи с океаном (внутриконтинентальных морей - Липарская, Тирренская, Эгейская дуги). Тектонически зоны субдукции располагаются на конвергентных границах плит типа континент-океан, океан-океан. В дугах с сегментированной структурой корового основания зоны субдукции несогласно наложены на поверхностные структуры (Курило-Камчатская, Алеутско-Аляскинская и др.). В дугах, расположенных на коре океанического типа, доминируют толеитовые и высокомагнезиальные (бонинитовые) серии вулканитов. В дугах, заложенных на коре субконтинентального типа, наиболее широко развиты известково-щелочные и субщелочные серии вулканитов. Поэтому, для сравнения раннепалеозойских вулканических ассоциаций (O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>) с формационными рядами ОД были использованы данные по базальтам из разных дуг.

Толеитовую серию представляют олигоцен-миоценовые низкокальциевые базальты внутриокеанической Марианской дуги (Hickey, Frey, 1982; Bougault et al., 1982; Hole et al., 1984; Elliot et al., 1997) и умереннокальциевые базальты плиоцен-плейстоценового возраста центральной и восточной части внутриокеанической Алеутской дуги (Marsh, 1976; Brown

et al., 1982; Myers et al., 1985, 1986; Myers, Marsh, 1987; Debari et al., 1987; Fournelle, Marsh, 1991; Myers, Frost, 1994). Базальты этих дуг наиболее сильно отличаются по условиям генерации от базальтов континентальных рифтов. Считается, что они сформировались на коре океанического типа из мантийного источника без участия или влияния континентальной литосферной мантии и коры континентального типа.

Известково-щелочная и субщелочная (шошонитовая) серии представлены плиоцен - голоценовые базальтоидами Центральной Камчатки (Dorendorf et al., 2000; Churikova et al., 2001), и кайнозойскими базальтоидами юго-западной и северо-восточной тыловых зон дуги Хонсю (Nakamura et al., 1989, 1990; Uto. et al., 1994; Xu, 1988; Hoang, Uto, 2003). Формирование известково-щелочных и субщелочных серий вулканитов этих дуг происходило из мантийного источника на коре субконтинентального типа (Петрология..., 1987). Рассматриваются также субщелочные умереннокалиевые базальтоиды тыловых зон Центральной Камчатки и дуги Хонсю, генерация которых связана с формированием Центрально-Камчатской депрессии и бассейна Японского моря, соответственно, и происходила из мантийного источника, обогащенного компонентом OIB.

В Приложении 3 приведены средние составы базальтоидов островных дуг (табл. 1, 2) и континентальных рифтов (табл. 3), использованные в работе.

## **5.2. Изотопно-геохимические данные о роли мантийной и коровой составляющих источников плавления раннепалеозойских базальтоидов**

Базальтоиды именовского комплекса характеризуются  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,135-0,147$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512882$  и  $\epsilon\text{Nd}=7,5-8,1$ ; базальтоиды кабанского комплекса  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,159$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,513028$  и  $\epsilon\text{Nd}=9,7$  (данные Н.А. Румянцевой, ВСЕГЕИ).

Магматические породы павдинского и именовского комплексов ( $S_{1-2}$ ) характеризуются, в среднем,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,148$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512852$  и  $\epsilon\text{Nd}^T=6,8$  (Розен и др., 1999). Комагматичные силурийским вулканитам павдинского комплекса плагиограниты Левихинского плутона также характеризуются низкими начальными отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70402$ , повышенным  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношением (0,1368-0,1680) и  $\epsilon\text{Nd}=6,1-4,0$  (Попов и др., 2003).

По данным (Бубнов и др., 2001; Комплексные..., 2001; Выполнить..., 2003) в базальтоидах ( $O_3-S_{1-2}$ ) эффузивной, субвулканической и вулканокластической фаций первичный изотопный состав  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  варьирует в следующих пределах:  $0,703648\div 0,704479$  (базальты верхнекабанского комплекса);  $0,703865\div 0,704517$  (туфы андезитов и туффиты павдинского комплекса);  $0,703743\div 0,704666$  (базальты именовского комплекса);  $0,703873\div 0,704781$  (базальты гороблагодатского комплекса). В вулканитах кислого состава

ва первичные изотопные отношения Sr такие же, как в базальтоидах: в позднеордовикских кабанских плагиодацитах ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,704268-0,704308$ ), в позднесилурийских дацитах горблагодатского комплекса ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70421$ ).

По сравнению с базальтами СОХ вулканогенные породы ( $O_3-S_{1-2}$ ) характеризуются более радиогенным составом Sr. Повышение радиогенного состава Sr в вулканогенных породах может объясняться добавлением океанических осадков в мантийный источник. Так же предполагается (Покровский и др., 1996; Розен и др., 1999), что увеличение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения могло произойти при изотопном обмене между породой и океанической водой, о чем свидетельствует незначительное утяжеление изотопного состава кислорода в клинопироксене ( $\delta^{18}\text{O}=6,6$ ) и в альбитизированном плагиоклазе ( $\delta^{18}\text{O}=10,5-11,2$ ).

Области изотопных отношений Sr и Nd вулканитов островных дуг и континентальных рифтов частично перекрываются. Тем не менее, изотопный состав Sr и Nd позволяет оценить степень участия в образовании магм пород верхней мантии, сиалических пород континентальной коры, осадков и базальтов гидротермально измененной океанической коры, то есть, разделить вулканиты из разных тектонических обстановок. Изотопный состав Sr и Nd базальтов, сформированных на континентальной коре (КК), зависит от геохимической истории и возраста источника плавления, в качестве которого обычно рассматривается верхняя мантия и породы КК, контаминирующие магмы на уровне нижней или верхней коры.

Вулканические породы современных ОД характеризуются широким диапазоном изотопных составов Sr и Nd (Turner, Foden, 2001; Lina et al., 1997; Churikova et al., 2001; Ishikawa et al., 2001; Elburg et al., 2002; Hildreth et al., 2004), в чем отражаются особенности вулканических провинций, в частности различия источников (гетерогенной - примитивной или деплетированной мантии, измененной океанической коры и океанических осадков, континентальной коры), за счет которых происходит формирование магм (Фор, 1989). Изотопные отношения Sr и Nd пород островных дуг, возникших на океанической коре, располагаются вдоль мантийной последовательности, но, по сравнению с базальтами СОХ породы островных дуг обогащены радиогенным Sr и обеднены радиогенным Nd. Подобные изменения объясняются метаморфизмом источника типа MORB (с низким отношением Rb/Sr и высоким Sm/Nd) флюидами и частичными расплавами за счет субдуцируемых осадков (Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Фор, 1989). Контаминация расплавов материалом континентальной коры (вулканиты континентальных окраин) приводит к значительному увеличению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и снижению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  отношений относительно вулканитов океанических ОД (Фор, 1989).

Приведенные данные по изотопному составу Sr и Nd раннепалеозойских вулканитов Тагильской зоны показывают, что источником вещества для них являлась обедненная верхняя мантия и, скорее всего, кора океанического типа; участие коры континентального типа в их формировании не фиксируется.

### **5.3. Оценка мантийной составляющей источников плавления раннепалеозойских базальтоидов**

В качестве *мантийных источников* обычно рассматриваются: деплетированная мантия (источник MORB); примитивная астеносферная мантия; мантия, обогащенная компонентом OIB (ЛРЗЭ+Zr и Nb).

Оценить состав мантийного субстрата позволяют высокозарядные элементы (ВЗЭ) и тяжелые редкие земли (ТРЗЭ), так как основным их источником остаются перидотиты мантийного клина, а крайне незначительное перераспределение ВЗЭ и ТРЗЭ во флюид, за счет чего они не транспортируются в заметных количествах водным флюидом, дает основание не рассматривать океанические осадки в качестве дополнительного источника ВЗЭ и ТРЗЭ в надсубдукционных обстановках (Brenan et al., 1995).

При декомпрессионном плавлении перидотитов мантийного клина содержание и распределение ВЗЭ и ТРЗЭ в базальтоидах зависит от состава мантийного источника, степени частичного плавления и контролируется коэффициентами распределения  $K_D$  минерал/расплав (Хендерсон, 1985 и др.). Предшествующее плавление или высокая степень плавления источника приводят к снижению содержаний высокозарядных элементов с более низким коэффициентом распределения  $K_D$  минерал/расплав относительно элементов с более высоким  $K_D$ . Таким образом, в вулканитах, формирующихся из обедненного источника, будет наблюдаться снижение содержаний наиболее некогерентных элементов и таких отношений, как Nb/Zr, Zr/Ti, Nb/Ti, что контролируется положительной корреляцией указанных отношений ВЗЭ с La/Yb, Th/Yb, Rb/Sr и др. Например, базальты N-MORB, формирующиеся при более высокой степени плавления, чем базальты OIB, характеризуются более низкими отношениями Nb/Zr<sub>N</sub> (~0,50; нормировано по хондриту C1) относительно OIB (~2,70), и более высокими Ti/Zr (~103 и ~61, соответственно).

При плавлении перидотитов мантийного клина, метасоматизированных субдукционными флюидами, распределение ВЗЭ и ТРЗЭ контролируется не только процессами плавления и  $K_D$  минерал/расплав, но и процессами дегидратации субдуцируемой плиты и  $K_D$  минерал/флюид. Оценить воздействие флюида позволяют отношения тех ВЗЭ, для которых установлены отчетливые различия во фракционировании в расплав и во флюид, например, Nb и Ta. Установленный для рутила контрастный характер коэффициентов распределения Nb и Ta в расплав и во флюид ( $D_{Nb}/D_{Ta}$  рутил/расплав < 1;  $D_{Nb}/D_{Ta}$  ру-

тил/флюид $>1$ ) позволяет использовать отношение Nb/Ta для разграничения пород, при формировании которых играло (более низкие Nb/Ta отношения) либо не играло (более высокие Nb/Ta отношения) взаимодействие мантийного субстрата с водным флюидом (Munker, 1998). Поскольку в составе субдукционного компонента, воздействующего на мантийный субстрат, водный флюид и расплав могут присутствовать в различных соотношениях (Drummond, Defant, 1990; Stern, Kilian, 1996; Yagodinski, Kelemen, 1998; Grove et. al., 2002), отношение Nb/Ta в островодужных вулканитах может значительно варьировать.

Оценить доминирующее воздействие водного флюида или расплава можно по отклонению отношений Nb/Ta и Zr/Hf в базальтоидах от хондритового и от базальтов COX и OO. В последних отношения Nb/Ta и Zr/Hf по средним оценкам близки к хондритовым (Nb/Ta $\sim$ 17,7 и Zr/Hf=36-37). То есть в породах, сформировавшихся в условиях декомпрессионного плавления при низком содержании воды, корреляция между Nb/Ta и Zr/Hf отсутствует.

Островодужные вулканиты, таким образом, должны отличаться от вулканитов континентальных рифтов (КР). Если в исследуемых базальтоидах будут наблюдаться взаимосвязанные вариации Nb/Ta и Zr/Hf относительно хондрита, а, следовательно, и относительно базальтов COX и OO, это может являться признаком их формирования в островодужной обстановке.

Снижение Nb/Ta и Zr/Hf в вулканитах ОД относительно хондрита (примитивной мантии) будет свидетельствовать о высокой степени плавления субстрата в присутствии водных флюидов, что должно подтверждаться снижением Th/Yb и La/Yb (Munker, 1998). Возрастание относительно хондрита Nb/Ta и Zr/Hf является результатом снижения степени плавления мантийного субстрата, метасоматизированного расплавами; при невысокой степени плавления перидотитов в вулканитах отношение Nb/Ta увеличивается совместно с Th/Yb и La/Yb.

Таким образом, сравнение базальтов современных континентальных рифтов и островных дуг по отношениям таких элементов, как Nb/Ta, Zr/Hf, Th/Yb, La/Yb, Nb/Th, позволяют оценить состав мантийного источника и условия выплавления исследуемых базальтоидов.

**Nb/Ta-Zr/Hf.** Базальтоиды Тагильской структуры по Nb/Ta и Zr/Hf располагаются в двух полях (рис.5.1). Поле I с преимущественно более низкими, чем хондритовые, отношениями Nb/Ta (16,1-18,0) и Zr/Hf (34,0-36,6) объединяет базальтоиды O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub> - кабанского и красноуральского, павдинского и липовского комплексов. Поле II с преимущественно

более высокими, чем хондритовые, отношениями Nb/Ta (18,7-24,5) и Zr/Hf (35,7-38,7) образуют базальтоиды S<sub>1-2</sub>-D<sub>1</sub> - именновского, гороблагодатского и туринского комплексов.

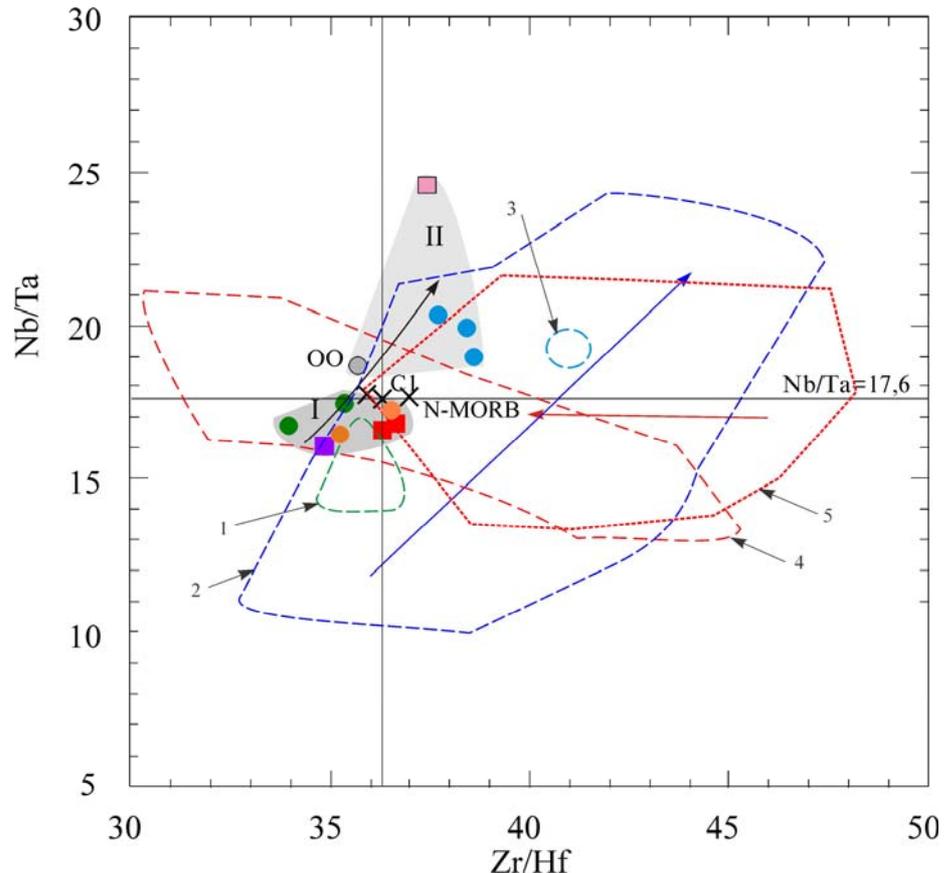


Рис. 5.1. Положение базальтоидов Тагильской структуры на диаграмме Nb/Ta-Zr/Hf.

Условные обозначения. Значками показаны базальтоиды (O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>): кабанские - зеленый кружок, красноуральские - красный квадрат, павдинские - оранжевый кружок, липовские - фиолетовый квадрат, именновские - голубой кружок, гороблагодатские - серый кружок, туринские - розовый квадрат. I, II - раннепалеозойские комплексы: I - O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub> (кабанский - красноуральский, павдинский - липовский); II - S<sub>1-2</sub>-D<sub>1</sub> (именновский, гороблагодатский, туринский).

1-3 - базальтоиды островных дуг: 1 - толеиты Марианской дуги, 2 - известково-щелочные базальтоиды и шошониты Центральной Камчатки, 3 - шошониты дуги Хонсю. 4-5 - базальтоиды рифтов: 4 - Эфиопского, 5 - Красного моря. Составы хондрита C1, N-MORB и OO приняты по (Sun, McDonough, 1989).

Черная стрелка показывает изменение составов базальтоидов Тагильской структуры от толеитовых к известково-щелочным и субщелочным разностям. Синяя стрелка показывает изменение составов базальтоидов Центральной Камчатки от известково-щелочных к субщелочным разностям. Красная стрелка показывает изменение составов базальтов Эфиопского и Красноморского рифтов от субщелочных к толеитовым разностям.

В базальтах Эфиопского и Красноморского рифтов Nb/Ta (в среднем ~16-19) изменяется в пределах вариаций этого отношения в базальтах COX и OO (~15-19) по (Kamber, Collerson, 2000). Корреляция между Nb/Ta и Zr/Hf в базальтах отсутствует (Красномор-

ский рифт, СОХ, ОО) либо имеет слабо выраженный обратный характер (Эфиопский рифт) (рис. 5.1).

В островодужных базальтах отношения Nb/Ta и Zr/Hf связаны прямой корреляцией, как это наблюдается в известково-щелочных и субщелочных базальтоидах Центральной Камчатки, или снижаются относительно хондрита, как в толеитовых базальтах Марианской дуги (рис.5.1).

В базальтоидах Тагильской структуры, как и в базальтоидах Центральной Камчатки, наблюдается прямая зависимость между Nb/Ta и Zr/Hf, что свидетельствует о воздействии субдукционного компонента на мантийный субстрат. Увеличение Nb/Ta и Zr/Hf от базальтоидов ранних вулканических ассоциаций ( $O_3-S_1$ ) к базальтоидам более поздних ассоциаций ( $S_{1-2}-D_1$ ) может быть рассмотрено в зависимости от изменения состава метаморфизирующего мантийный субстрат субдукционного компонента. Как мог изменяться его состав можно судить по отношениям Nb/Ta-Th/Yb, Nb/Ta-La/Yb.

**Nb/Ta-Th/Yb, Nb/Ta-La/Yb.** Как видно из диаграмм (рис.5.2), в базальтах Красноморского рифта, как и в базальтах СОХ и ОО, Nb/Ta не обнаруживает значимой зависимости от Th/Yb и La/Yb при увеличении степени плавления. В островодужных базальтах наблюдается иной характер зависимости между отношениями этих элементов. Толеиты Марианской дуги характеризуются низкими отношениями Nb/Ta, Th/Yb, La/Yb. В известково-щелочных и субщелочных базальтоидах Центральной Камчатки между Nb/Ta и Th/Yb, La/Yb наблюдается прямая зависимость. Такая же прямая связь Nb/Ta с Th/Yb и с La/Yb существует в известково-щелочных и субщелочных базальтоидах (II) Тагильской структуры (рис. 5.2). Толеиты (I) характеризуются наиболее низкими отношениями Nb/Ta, Th/Yb и La/Yb, по которым их можно сопоставить с толеитами Марианской дуги (рис. 5.2).

Таким образом, изменение Nb/Ta относительно Zr/Hf, Th/Yb и La/Yb в базальтоидах Тагильской структуры имеет типично островодужный характер. В базальтоидах кабанского и красноуральского, павдинского и липовского комплексов ( $O_3-S_1$ ) низким относительно хондрита отношениям Nb/Ta и Zr/Hf соответствуют низкие отношения Th/Yb и La/Yb, что свидетельствует о высокой степени плавления мантийного субстрата и, соответственно, обогащении его преимущественно водным флюидом. В базальтоидах именовского, гороблагодатского и туринского комплексов ( $S_{1-2}-D_1$ ) увеличение Nb/Ta и Zr/Hf относительно хондритовых сопровождается ростом Th/Yb и La/Yb. Это указывает на снижение степени плавления мантийного субстрата базальтоидов ( $S_{1-2}-D_1$ ) за счет уменьшения в составе субдукционного компонента доли водного флюида и увеличения доли расплава.

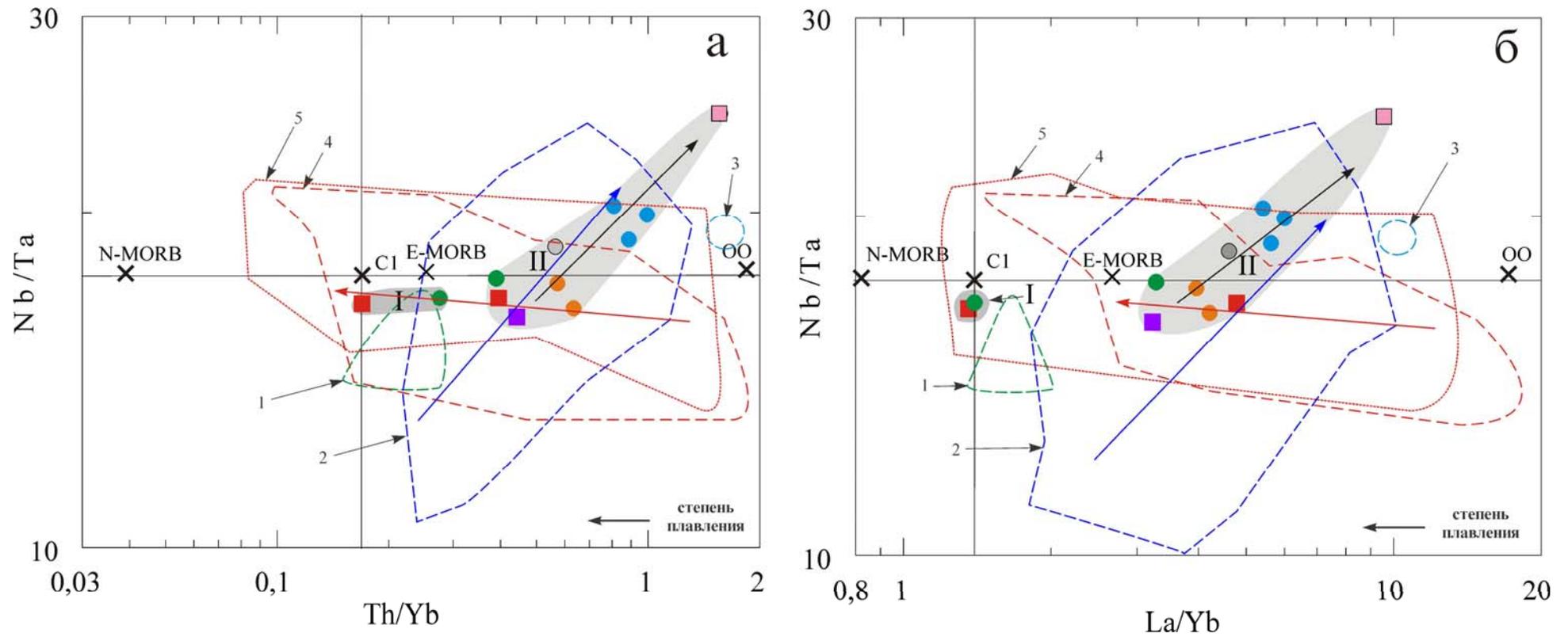


Рис. 5.2. Положение базальтоидов Тагильской структуры на диаграммах Nb/Ta-La/Yb (а), Nb/Ta-Th/Yb (б).

Условные обозначения см. рис. 5.1. Черная стрелка показывает изменение составов базальтоидов ( $O_3-D_1$ ) Тагильской структуры от известково-щелочных к субщелочным разностям.

Тип источника плавления позволяют определить отношения  $\text{Th}/\text{Yb}$  и  $\text{Ta}/\text{Yb}$  по (Pearce, 1983).

**$\text{Th}/\text{Yb}$ - $\text{Ta}/\text{Yb}$ .** Поля составов базальтов СОХ, ОО, КР и ОД на диаграмме  $\text{Th}/\text{Yb}$ - $\text{Ta}/\text{Yb}$  (Pearce, 1983) разделяются (рис.5.3).

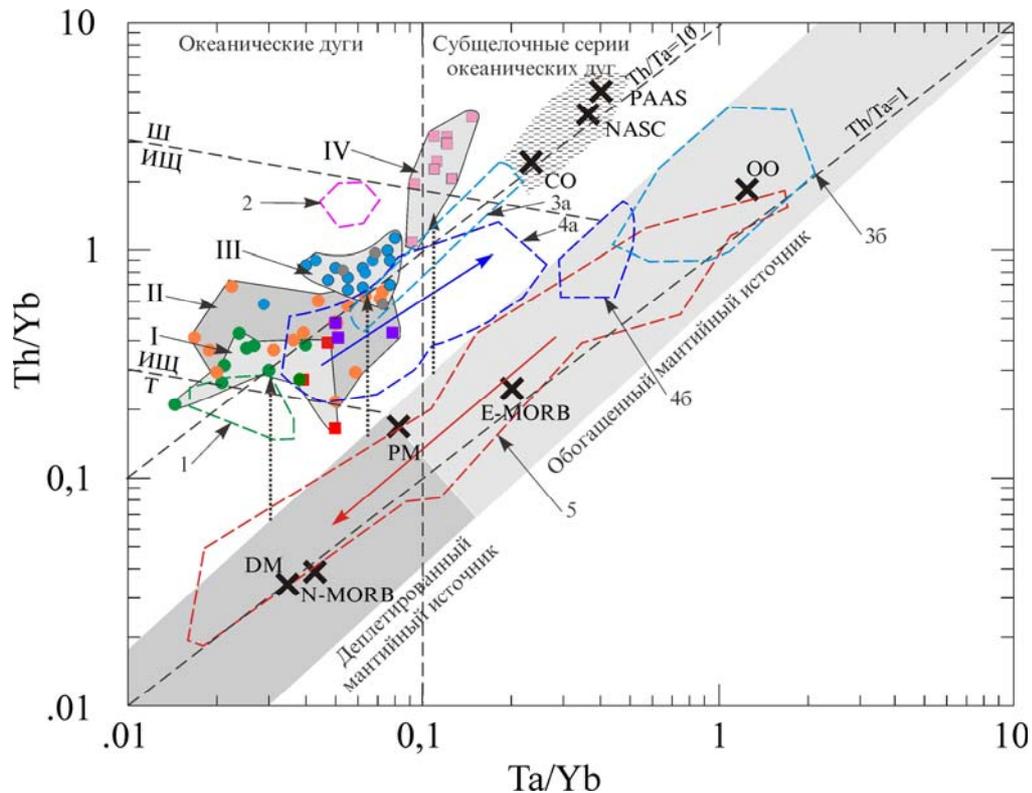


Рис. 5.3. Положение базальтоидов Тагильской структуры на диаграмме  $\text{Th}/\text{Yb}$ - $\text{Ta}/\text{Yb}$  по (Pearce, 1983).

Условные обозначения базальтоидов Тагильской структуры см. рис. 5.1. I-IV- вулканические комплексы: I - кабанский и красноуральский; II - павдинский и липовский; III – именновский и гороблагодатский, IV – туринский.

1-4 - базальтоиды островных дуг: 1 – толеиты Марианской дуги; 2 – толеиты Центральной Алеутской дуги, 3а – шшониты дуги Хонсю, 4а – известково-щелочные базальты и шшониты Центральной Камчатки, 3б – субщелочные базальтоиды тыловой зоны дуги Хонсю; 4б - субщелочные базальтоиды Центрально-Камчатской депрессии. 5 - базальтоиды Эфиопского и Красноморского рифтов. Составы С1, PM, N-MORB, E-MORB и ОО приняты по (Sun, McDonough, 1989, 1995); DM - модельный состав по (Salters, Stracke, 2004); СО по (Plank, Langmuir, 1998); PAAS и NASC по (Taylor, McLennan, 1985).

Синяя стрелка показывает изменение составов базальтоидов Центральной Камчатки от известково-щелочных базальтоидов к шшонитам. Красная стрелка показывает изменение составов базальтоидов Эфиопского и Красноморского рифтов от субщелочных к толеитовым разностям. Черными пунктирными стрелками показан предполагаемый состав мантийного субстрата базальтоидов Тагильской структуры.

Базальты СОХ, ОО и КР наследуют отношение  $\text{Th}/\text{Ta} \sim 1$  мантийных источников DM - EM ( $\text{Th}/\text{Ta} \sim 0,9-1,5$ ). В вулканитах ОД  $\text{Th}/\text{Ta}$  значительно возрастает ( $\sim 5-30$ ) преимущественно за счет увеличения Th. Обогащение островодужной мантии Th связывают с дополнительным его поступлением с субдуцируемыми осадками (Pearce, 1983; Тейлор,

Мак-Леннан, 1988; Фор, 1989). Поскольку содержание Та и Yb в островодужных вулканах прямо связано с составом мантийного источника, отношение Та/Yb является показателем степени деплетированности - обогащенности их мантийного источника (Pearce, 1983). Базальтоиды Тагильской структуры характеризуются высокими значениями Th/Ta (в толеитовых и известково-щелочных ~7-15, в субщелочных ~20-30). На диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (Pearce, 1983) они располагаются в поле океанических ОД (рис. 5.3). По отношениям Th/Ta, Th/Yb и Та/Yb базальтоиды Тагильской структуры резко отличаются от базальтов континентальных и межплитных рифтов. По Th/Yb и Та/Yb можно выделить три группы базальтоидов (O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>). Наиболее низкими отношениями Th/Yb и Та/Yb, близкими к подобным в толеитах Марианской дуги, характеризуются толеитовые и известково-щелочные базальтоиды O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>: кабанского и красноуральского комплексов (I) и высокомагнезиальные известково-щелочные базальтоиды павдинского и липовского комплексов (II). В павдинских и липовских базальтоидах Th/Yb и Та/Yb слабо возрастают, однако по Та/Yb они значительно перекрываются с кабанскими и красноуральскими. Низкие Th/Yb и Та/Yb наследуются базальтоидами O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub> от деплетированного мантийного источника (рис.5.3).

В базальтоидах именновского и гороблагодатского комплексов S<sub>1-2</sub> (III) Th/Yb и Та/Yb возрастают, но Th/Ta не увеличивается относительно вулканитов O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub> (I, II), поэтому можно предположить, что их мантийный источник был близок к нормальному типу источника (источнику MORB). В субщелочных базальтоидах туринского комплекса S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub> (IV) возрастает преимущественно Th, и резко увеличивается Th/Ta при сохранении дефицита Та, что характерно для базальтов надсубдукционных тыловодужных обстановок, формирующихся из метасоматизированного источника (Pearce, 1983). В отличие от субщелочных базальтоидов дуги Хонсю (3б) и Центральной Камчатской Депрессии (4б) с высоким Та/Yb, формирование которых связано с внутридуговым и задуговым рифтингом и обогащением источников компонентом OIB (Uto et al., 1994; Dorendorf et al., 2000; Churikova et al., 2001), обогащение Th /Yb и дефицит Та/Yb в высококалиевых субщелочных базальтоидах (IV), как и в шошонитах дуги Хонсю (3а), и Центральной Камчатки (4а), следует связывать с увеличением глубины и снижением степени плавления.

Базальтоиды (O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>) Тагильской структуры формировались из деплетированной мантии, в различной степени обогащенной субдукционным компонентом, их мантийный источник имеет островодужную природу:

1. Между Nb/Ta и Zr/Hf, Th/Yb, La/Yb в базальтоидах существует прямая зависимость. Это отличает их от базальтов КР и СОХ, в которых корреляция между этими отношениями отсутствует. Прямая значимая корреляция между указанными отношениями ха-

рактерна для базальтов ОД. Она объясняется снижением степени плавления при уменьшении воздействия на мантийный источник водного флюида и увеличении расплава, высвобождающихся при дегидратации и частичном плавлении океанической коры от фронта к тылу дуги. Изменение Nb/Ta относительно Zr/Hf, Th/Yb и La/Yb в исследуемых базальтоидах имеет, таким образом, типично островодужный характер.

2. Низкие (ниже хондритовых) отношения Nb/Ta и Zr/Hf в базальтоидах кабанского и красноуральского, павдинского и липовского комплексов ( $O_3-S_1$ ) можно объяснить высокой степенью плавления мантийного субстрата в присутствии водных флюидов. Это подтверждается низкими отношениями Th/Yb и La/Yb, и низкими содержаниями ВЗЭ в базальтоидах этого возраста относительно базальтов СОХ и КР.

3. В базальтоидах именновского, гороблагодатского и туринского комплексов ( $S_{1-2}-D_1$ ) отношения Nb/Ta и Zr/Hf возрастают (превышают хондритовые) в той же последовательности. Прямая корреляция Nb/Ta с Th/Yb и La/Yb, и снижение дефицита ВЗЭ относительно MORB указывают на последовательное снижение степени плавления мантийного субстрата с уменьшением поступления водных флюидов.

4. Базальтоиды на порядок обогащены Th и характеризуются дефицитом Ta относительно базальтов СОХ и КР, что так же характерно для современных ОД. Состав мантийного источника базальтоидов толеитовой, известково-щелочной и субщелочной серий ( $O_3-D_1$ ) изменялся от деплетированного к обогащенному.

#### **5.4. Природа коровой составляющей источников плавления раннепалеозойских базальтоидов**

Высокие отношения КИЛЭ/ВЗЭ, ЛРЗЭ/ТРЗЭ в островодужных вулканитах лучше всего объясняются крайне незначительным распределением ВЗЭ и ТРЗЭ в отделяемый от субдуцируемой плиты флюид, метаморфизирующий перидотиты мантийного клина (Brenan et al., 1995; Munker, 1998). Представление о составе вещества, которое теряет субдуцируемая плита, и которое привносится в мантийный клин, было получено при сравнении состава пород, метаморфизованных в условиях высоких давлений (эклогиты, голубые сланцы, гранулиты) с их неметаморфизованными аналогами, а также при изучении состава жильных образований в перидотитах, минералов и океанических осадков (Brenan et al., 1995; Johnson et al., 1996; Plank, Langmuir, 1998; Becker et al., 2000; Kamber, Collerson, 2000; Brent et al., 2001 и др.).

Основными составляющими *субдукционного компонента*, метасоматизирующего перидотиты мантийного клина, являются обогащенные летучими ( $H_2$ ,  $O_2$ ,  $CO_2$ , B, Cl, F) флюиды с высоким содержанием  $H_2O$  (~55-68%),  $Na_2O$  (~25-33%),  $K_2O$  (~5-13%), Ba (до 2000 г/т) и Sr (>500 г/т) (Grove et al., 2002). При частичном плавлении осадков океаниче-

ской коры возникают известково-щелочные низкомагнезиальные расплавы андезитового - дацитового состава с высокими содержаниями  $Al_2O_3$  (14-15%), Pb, Sr (до ~1000 г/т), ЛРЗЭ, низкими концентрациями ТРЗЭ и Y, и высокими отношениями La/Yb, La/Nd, La/Sm, Sr/Y (>40) (Drummond, Defant, 1990; Yagodinski, Kelemen, 1998 и др.). Большая часть флюидов и расплавов (при низком  $< \sim 1:1$  соотношении расплав-порода) расходуется в метасоматических реакциях с перидотитами мантии, что приводит к формированию мантийного источника гибридного состава (флогопит-амфиболовых лерцолитов) (Stern, Kilian, 1996; Rapp et al., 1999). В реакциях с мантийными перидотитами андезитовые - дацитовые расплавы при высоком соотношении расплав-порода  $> \sim 1:1$  приобретают высокомагнезиальный состав и обогащаются Zr, Th и ЛРЗЭ. И лишь некоторая часть расплавов высокомагнезиальных андезитов – дацитов может достигать поверхности.

Исследования офиолитов, испытавших в зонах субдукции метаморфизм высоких давлений - низких температур, показывают, что поток субдукционных флюидов и расплавов сильно канализирован, т.е. сосредоточен в проницаемых (разломных) зонах (Miller et al., 2001). Неравномерное распределение потоков субдукционных флюидов и расплавов может приводить к широким вариациям концентраций подвижных элементов в породах надсубдукционных обстановок.

Сравнение коэффициентов распределения элементов-примесей  $K_D$  минерал/расплав и  $K_D$  минерал/флюид для клинопироксена, граната, амфибола и оливина ( $K_D$  минерал/флюид экспериментально получены при давлении 2GPa и температуре 900<sup>0</sup>C (Brenan et al., 1995)) показало, что Ba, Sr и Pb имеют близкие  $K_D$  минерал/расплав  $\sim K_D$  минерал/флюид = 0,1- $\geq 1$ , следовательно, эти элементы могут транспортироваться в равной степени и флюидом, и расплавом. Для Nb, U, Th  $K_D$  минерал/расплав  $< 0,1$  означает, что мобилизация этих элементов возможна лишь в расплаве. Следовательно, расплавы по отношению к флюидам обогащаются U, Th, La-Nd и Nb.

Таким образом, КИЛЭ и ЛРЗЭ позволяют оценить участие субдукционного компонента в генезисе вулканитов (Brenan et al., 1995; Munker, 1998; Class et al., 1999 и др.). Вещество, за счет которого они могли дополнительно поступать в мантийный источник, это:

- 1) флюиды, отделяющиеся при дегидратации осадков, обогащены B, Pb, Cs, Rb, Ba;
- 2) флюиды, отделяющиеся при дегидратации измененных базальтов, обогащены Be, Sr, Ba, Pb;
- 3) расплавы, возникающие при плавлении осадков, обогащены Th, U, Zr и ЛРЗЭ;
- 4) расплавы, возникающие при небольших степенях плавления базальтов, обогащены Nb.

Геохимический облик вулканитов наследуется от состава мантийного источника, следовательно, позволяет установить участие субдукционного компонента в их генезисе (Tatsumi, 1991). Из взаимодействия мантийных перидотитов с субдукционными флюидами и расплавами следует, что в вулканитах относительно неподвижных ВЗЭ и ТРЗЭ должны возрастать содержания легкоподвижных во флюидах В, Ва, Cs, Rb, Pb, Sr (и отношения Ва/Nb, Sr/Nb, Pb/Y и др.) и легкоподвижных в расплавах U, Th, La-Nd (и отношения La/Nb, Th/Nb, U/Nb и др.). Соотношение водного флюида и расплава в составе метаморфизирующего компонента можно рассматривать по отношениям: легкоподвижный/слабоподвижный элемент. Преобладание в составе метаморфизирующего компонента водных флюидов проявляется в увеличении отношений Ва/Th, Ва/La, Pb/Nd и др. и в снижении La/Nb, Th/Nb, U/Nb, La/Sm, La/Yb,  $K_2O/TiO_2$  (Kent, Elliott, 2002). Индикатором преобладания в составе метаморфизирующего компонента расплавов является увеличение в вулканитах отношений La/Nb, Th/Nb, U/Nb, La/Sm, La/Yb,  $K_2O/TiO_2$  и снижение Ва/Th, Ва/La, Pb/Nd и др.

Предполагается рассмотреть вариации КИЛЭ/ВЗЭ, ЛРЗЭ/ТРЗЭ в базальтоидах ( $O_3$ - $D_1$ ) Тагильской структуры относительно базальтов СОХ, формирующихся из расплавов, обедненных водным флюидом. Предполагается сравнить исследуемые базальтоиды с базальтами островных дуг (ОД) и континентальных рифтов (КР). Это позволит определить характер распределения в них КИЛЭ/ВЗЭ и ЛРЗЭ/ТРЗЭ - островодужный либо типичный для континентальных рифтов.

**Sr/Nb-Ba/Nb.** Рассматриваемые островодужные базальты (и энсиматических, и энсиалических ОД) обогащены Ва/Nb и Sr/Nb относительно базальтов СОХ, ОО и КР (рис.5.4). Базальтоиды ( $O_3$ - $D_1$ ) Тагильской структуры почти на порядок обогащены Ва/Nb и Sr/Nb относительно базальтов СОХ, ОО и КР, и по уровню накопления Ва и Sr относительно Nb сопоставимы с базальтами современных островных дуг.

Ва и Sr могут накапливаться и мобилизоваться в равной степени флюидом и расплавом (Brenan et. al., 1995), но дополнительным источником Ва являются преимущественно осадки, а Sr - измененные базальты океанической коры, поэтому по изменению отношения Sr/Ba можно судить об источнике вещества, за счет которого поступали в мантийный клин эти элементы. Отношение Sr/Ba выше в павдинских и липовских базальтоидах (раннего силура) относительно кабанских и красноуральских (позднего ордовика - раннего силура). Поскольку в первых также выше Sr/Nb и Ва/Nb, накопление в них Sr/Ba следует связывать не с возрастанием степени плавления, а с увеличением роли измененных базальтов океанической коры как дополнительного источника крупноионных элементов. В именновских базальтоидах (раннего-позднего силура) снижается Sr/Nb и особенно

Ba/Nb, а Sr/Ba в среднем незначительно возрастает. Это соответствует снижению поступления субдукционных флюидов в мантийный источник и резкому снижению роли осадков как дополнительного источника крупноионных элементов. Туринские и гороблагодатские субщелочные базальтоиды (позднего силура – раннего девона) по обогащению Ba и Sr относительно Nb сопоставимы с шохонитами Центральной Камчатки и дуги Хонсю и также как они, характеризуются низким отношением Sr/Ba (~0,3-0,8). В тыловых зонах ОД встречаются субщелочные K-Na базальты, формирование которых связано с тыловодужным или внутридуговым рифтингом (дуга Хонсю, Центрально-Камчатская депрессия), но они характеризуются низкими, как в базальтах КР, отношениями Ba/Nb и Sr/Nb (рис.5.4).

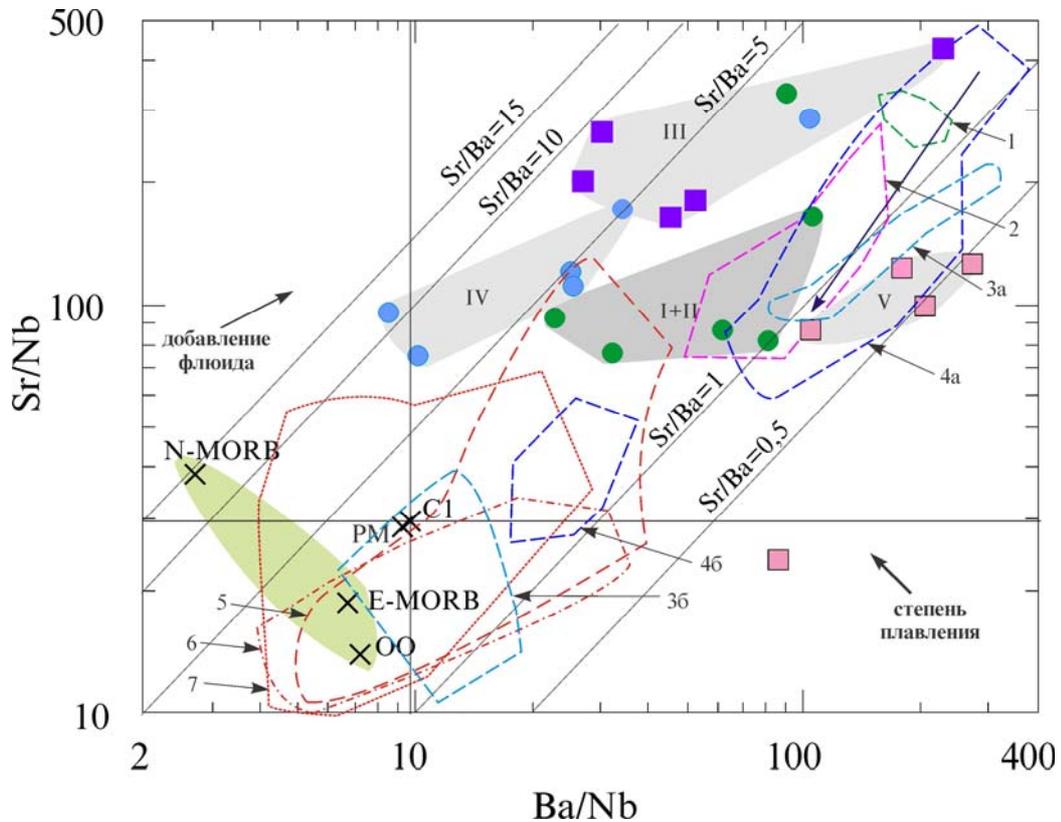


Рис. 5.4. Положение базальтоидов Тагильской структуры на диаграмме Sr/Nb-Ba/Nb.

I-V – базальтоиды ( $O_3-D_1$ ): I+II – кабанские и красноуральские; III – павдинские и липовские; IV – именовские; V – туринские и гороблагодатские. 1-4 – базальтоиды островных дуг: 1 – толеиты Марианской дуги, 2 – толеиты Центральной Алеутской дуги, 3a – шохониты дуги Хонсю, 4a – известково-щелочные базальты и шохониты Центральной Камчатки, 3b – субщелочные базальтоиды тыловой зоны дуги Хонсю; 4b – субщелочные базальтоиды Центрально-Камчатской депрессии. 5-7 – базальтоиды рифтов: 5 – Эфиопского, 6 – Йеменского, 7 – Красного моря. Синяя стрелка показывает изменение составов базальтоидов Центральной Камчатки от известково-щелочных базальтоидов к шохонитам.

**Th/Nb - Ba/Nb.** Базальтоиды ( $O_3-D_1$ ) на порядок обогащены Th/Nb и Ba/Nb относительно базальтов СОХ и КР, по уровню накопления Th и Ba относительно Nb они сопоставимы с базальтами современных островных дуг (рис. 5.5). Поскольку для Ba  $K_D$ мине-

рал/расплав  $\approx K_{\text{Dминерал/флюид}}$ , а для Th  $K_{\text{Dминерал/расплав}} < K_{\text{Dминерал/флюид}}$ , Ba в равной мере транспортируется водными флюидами и расплавами, а Th транспортируется преимущественно расплавами (Breanan et al., 1995).

В островодужных обстановках фракционирование Ba и Th происходит в процессах дегидратации субдуцируемой плиты, при которых в мантийный клин с водными флюидами приносится преимущественно Ba, что приводит к увеличению отношения Ba/Th. Снижение доли водного флюида и увеличение доли расплава в составе метаморфизирующего компонента в вулканитах должно отражаться в увеличении Th/Nb и снижении Ba/Nb и Ba/Th (Kent, Elliott, 2002).

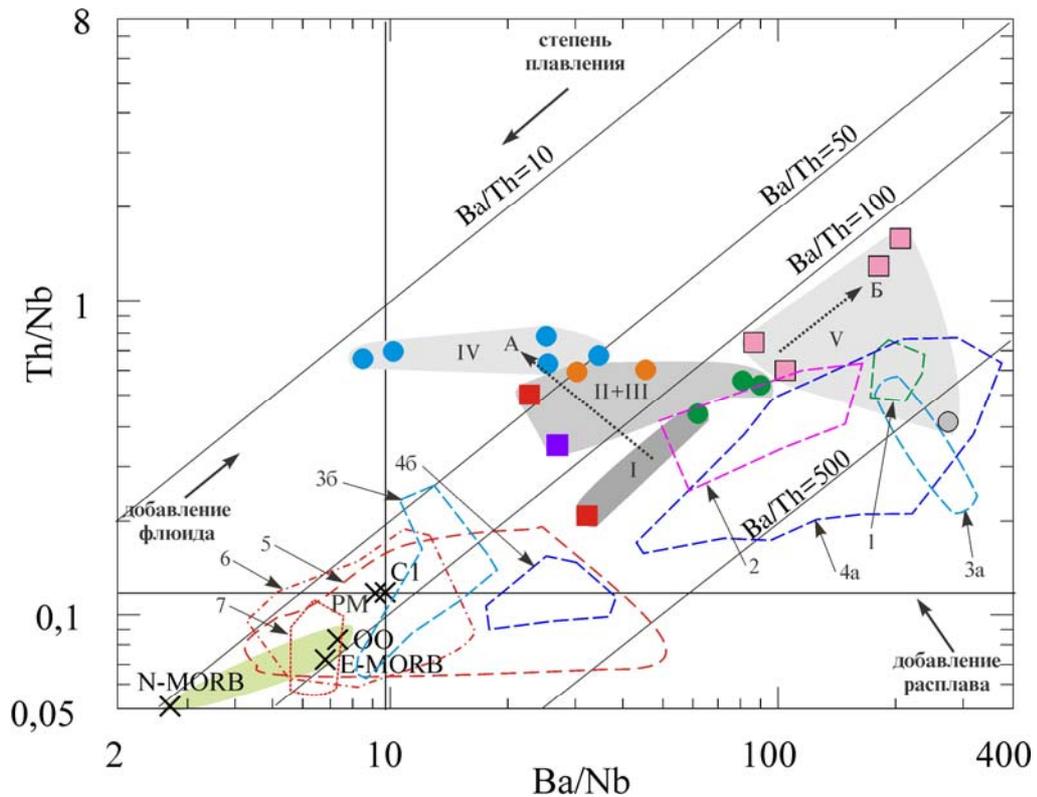


Рис. 5.5. Положение базальтоидов Тагильской структуры на диаграмме Th/Nb-Ba/Nb.

Условные обозначения раннепалеозойских комплексов см. на рис. 5.1. I-IV - базальтоиды ( $O_3-D_1$ ): I – нижнекабанские и нижнекрасноуральские толеиты; II+III – верхнекабанские и верхнекрасноуральские, павдинские и липовские известково-щелочные базальтоиды; IV - именновские известково-щелочные и толеитовые базальтоиды; V – туринские субщелочные и гороблагодатские базальтоиды переходного типа. А, Б - тренды изменения Th/Nb - Ba/Nb в толеитовых и известково-щелочных базальтоидах (А), в субщелочных базальтоидах (Б). Условные обозначения базальтов островных дуг и континентальных рифтов см. рис. 5.4. Составы C1, PM, N-MORB, E-MORB и OO приняты по (Sun, McDonough, 1989, 1995).

От фронта к тылу дуги в составе метаморфизирующего компонента снижается доля флюида и растет доля расплава (Munker, 1998), поэтому отношения Th/Nb, Ba/Nb и Ba/Th

позволяют определить геохимические особенности базальтоидов, которые могут указывать на их расположение относительно фронтальной зоны.

Толейты кабанского и красноуральского комплексов (I) – наиболее ранние островодужные образования, характеризуются высоким Ва/Th отношением, сопоставимым с Ва/Th в толейтах Алеутской и Марианской дуг (рис. 5.5). В известково-щелочных базальтоидах отношение Th/Nb увеличивается, а Ва/Nb и Ва/Th снижаются (тренд А) от кабанского - красноуральского и павдинского - липовского комплексов (II+III) к именновскому комплексу (IV). Интерпретировать это можно как постепенное увеличение в составе субдукционного компонента, метаморфизирующего мантийный субстрат, доли расплава и снижение доли водного флюида.

Туринские субщелочные базальтоиды и гороблагодатские базальтоиды переходного типа (V) характеризуются наиболее высокими отношениями Ва/Nb, Th/Nb и Ва/Th. Поля их составов частично перекрываются с полями шошонитов Центральной Камчатки и дуги Хонсю. Между Th и Ва в субщелочных базальтоидах существует прямая зависимость (тренд Б). Одновременное увеличение Ва и Th указывает на одновременное их накопление в расплаве, и, следовательно, преимущественное воздействие на мантийный субстрат расплавов. Обогащение туринских субщелочных базальтоидов Ва и Th можно также связывать с увеличением глубины и снижением степени плавления, но не с привнесением компонента ОIВ. Поскольку субщелочные базальтоиды Центральной Камчатки и дуги Хонсю, формирование которых связано с внутридуговым и задуговым рифтингом и привнесением компонента ОIВ, как и базальты КР характеризуются очень низкими отношениями Th/Nb и Ва/Th (рис. 5.5).

Наблюдаемый характер фракционирования Ва/Th, Ва/Nb и Th/Nb позволяет положение кабанского – красноуральского и павдинского – липовского вулканических комплексов определить как фронтальное, удаленным от фронта считать именновский комплекс и тыловым туринский и гороблагодатский комплексы.

**La/Yb-Pb/Y.** Базальтоиды (O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>), как и базальты современных островных дуг, обогащены Pb/Y более, чем на порядок, относительно базальтов COX и значительно больше базальтов КР (рис. 5.6). В островодужных обстановках обогащенные Pb и La океанические осадки рассматриваются как потенциальный источник дополнительного поступления этих элементов в мантийный субстрат (Plank, Langmuir, 1998). Pb в равной мере транспортируется водными флюидами и расплавами ( $K_{D\text{минерал/расплав}} \approx K_{D\text{минерал/флюид}}$ ), а La транспортируется только расплавами ( $K_{D\text{минерал/расплав}} < K_{D\text{минерал/флюид}}$ ) (Breanan et al., 1995). Поскольку вулканы наследуют геохимические особенности источника плавления, при мобилизации Pb преимущественно водными флюида-

ми между  $Pb/Y$  и  $La/Yb$  не будет корреляции либо будет наблюдаться слабая корреляция. Совместное накопление  $Pb$  и  $La$  в расплавах должно быть выражено значимой положительной корреляцией между  $Pb/Y$  и  $La/Yb$ .

Толейты кабанского и красноуральского комплексов (I) характеризуются низкими отношениями  $La/Yb$  и  $Pb/Y$ , по которым они сопоставимы с толейтами Марианской дуги (рис. 5.6).  $Pb/Y$  и  $La/Yb$  последовательно увеличиваются в известково-щелочных базальтоидах (II, III, IV) и в субщелочных базальтоидах (V). Такой же характер изменения  $Pb/Y$  и  $La/Yb$  наблюдается в известково-щелочных базальтоидах и шохонитах Центральной Камчатки.

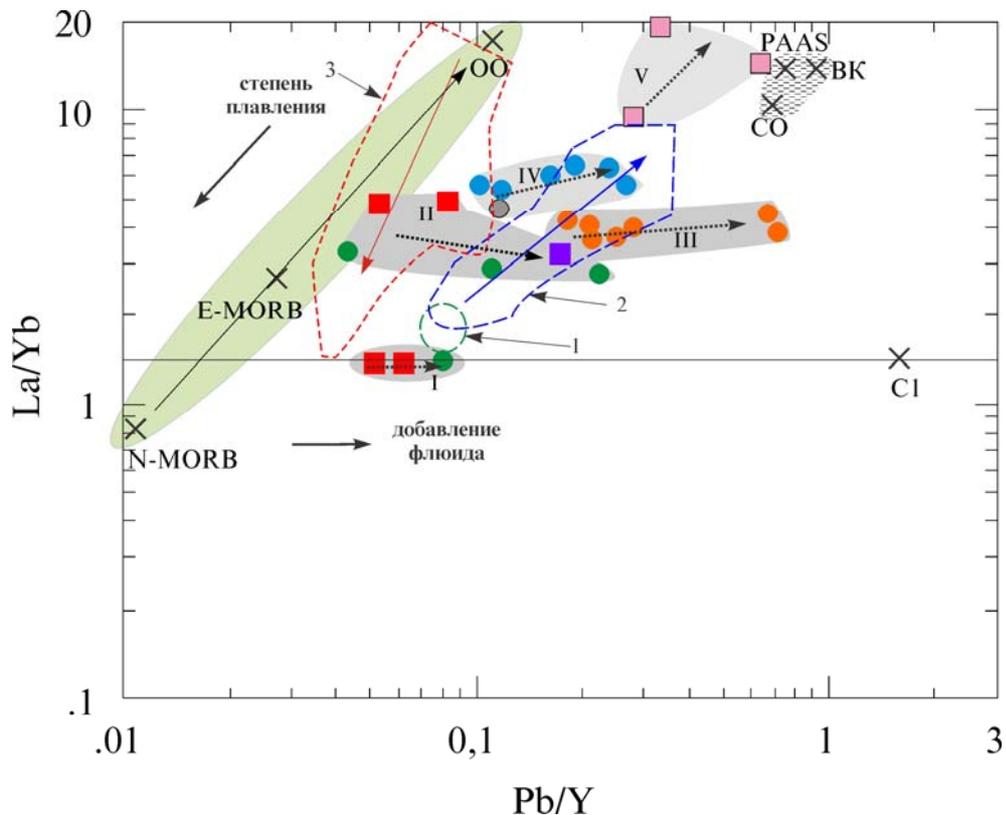


Рис. 5.6. Положение базальтоидов Тагильской структуры на диаграмме  $La/Yb$ - $Pb/Y$ .

Условные обозначения раннепалеозойских комплексов см. на рис. 5.1. I-V – базальтоиды ( $O_3$ - $D_1$ ): I - нижние и II – верхние кабанские и красноуральские; III – павдинские и липовские; IV – именовские и гороблагодатские; V – туринские.

1-2: базальтоиды островных дуг: 1 – толейты Марианской дуги, 2 – известково-щелочные базальты и шохониты Центральной Камчатки. 3 - базальтоиды Эфиопского рифта. Состав CO приведен по (Plank, Langmuir, 1998), PAAS и BK по (Taylor, McLennan, 1985); базальтов N-MORB, E-MORB и OO по (Sun, McDonough, 1989).

Синяя стрелка показывает изменение составов базальтоидов Центральной Камчатки от известково-щелочных разностей к шохонитам. Красная стрелка показывает изменение составов базальтоидов рифтов от субщелочных разностей к толейтовым.

Корреляция между  $Pb/Y$  и  $La/Yb$  отсутствует или слабо выражена в толейтах (I) и в известково-щелочных базальтоидах (II, III, IV). Объяснить это можно тем, что при их

формировании происходило фракционирование Pb и La в процессе дегидратации осадков океанической коры, и в мантийный источник с флюидами поступал преимущественно Pb. В субщелочных базальтоидах (V) между Pb/Y и La/Yb существует прямая значимая корреляция, близкая к той, что наблюдается в океанических базальтах при снижении степени плавления. Следовательно, Pb и La совместно накапливались в расплавах. Дополнительное поступление Pb и La в мантийный источник могло происходить при метасоматозе перidotитов частичными расплавами за счет осадков субдуцируемой плиты; не исключается обогащение базальтоидов Pb и La при контаминации расплавов веществом верхней коры.

**Nb/Th – Nb.** Исследуемые базальтоиды характеризуются низкими значениями Nb/Th отношений (~1-5) в отличие от базальтов COX и OO (Nb/Th~15-20), и базальтов KP (Nb/Th~10-15) (рис. 5.7). Низкие отношения Nb/Th, как видно из диаграммы Nb/Th – Nb, являются характерной особенностью базальтов островных дуг.

Различия в Nb/Th отношениях между базальтами ОД и COX могут быть объяснены фракционированием этих элементов в процессах, имеющих место в островодужных обстановках. Для Nb и Th установлены близкие коэффициенты распределения минерал/расплав, поэтому при плавлении Nb/Th не фракционирует (Ryerson, Watson, 1987). Значительно различаются для Nb и Th коэффициенты распределения минерал/флюид, и наиболее контрастный характер коэффициентов распределения Nb и Th в расплав и во флюид установлен для рутила:  $D_{Nb}/D_{Th}$  рутил/расплав~1;  $D_{Nb}/D_{Th}$  рутил/флюид>100 (Brenan et. al., 1994, 1995). Рутил является основным концентратом Nb, поэтому флюиды, равновесные с рутилом, обогащаются Th. Снижение Nb/Th в островодужных обстановках может быть связано с процессами метасоматического обогащения мантийного субстрата субдукционными флюидами, равновесными с эклогитовой ассоциацией, содержащей рутил (Brenan et. al., 1994, 1995).

Рассчитано, как изменяется Nb/Th при плавлении перidotитов с первичными характеристиками мантийного источника MORB, метасоматизированного флюидами, отделяемыми при дегидратации измененной базальтовой коры (рис. 5.7). Состав источника MORB принят по (Salters, Stracke, 2004). Состав флюида (1 вес%), равновесного с эклогитами, содержащими 1% рутила, принят по (Brenan et. al., 1995). Концентрации Nb и Th в мантийном источнике были рассчитаны добавлением флюида (0,1; 1; 2; 5; 10 и 20%) к источнику MORB. Составы расплавов рассчитаны для степени плавления метасоматизированного источника 5, 10 и 20% с использованием коэффициентов распределения порода/расплав~0,002 для Nb и Th (Brenan et. al., 1995).

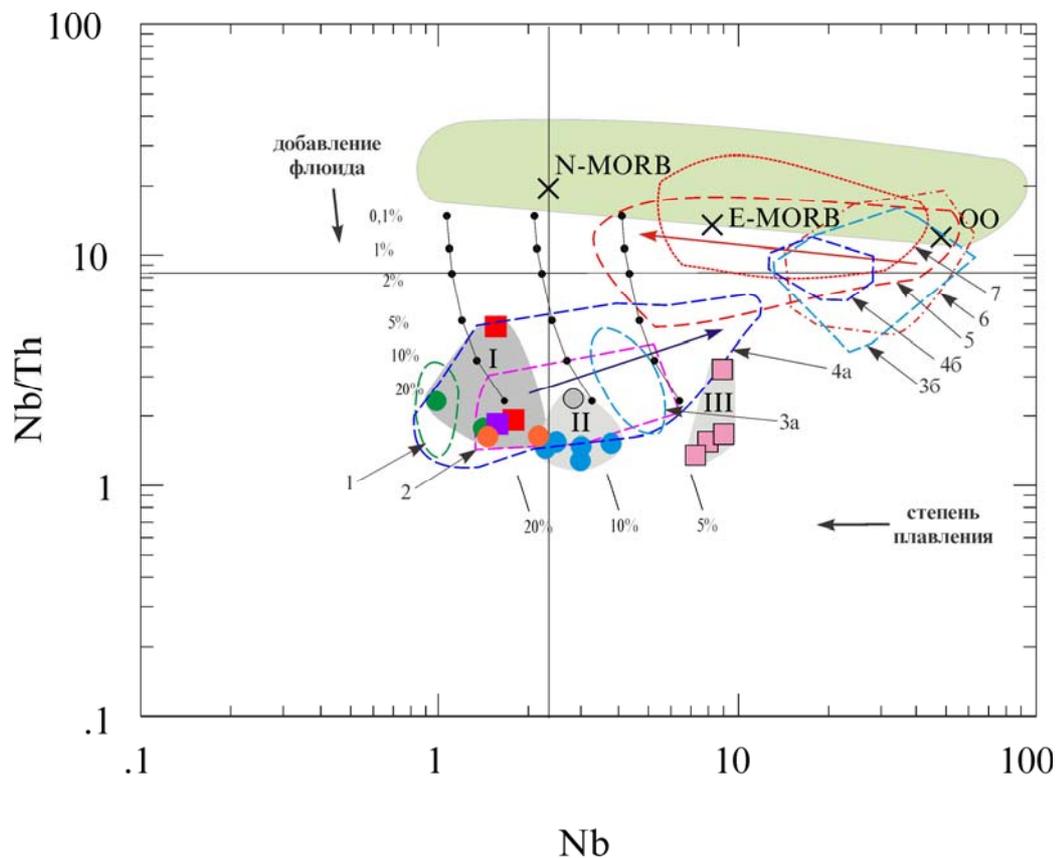


Рис. 5.7. Положение базальтоидов Тагильской структуры на диаграмме Nb/Th-Nb.

Условные обозначения к рис. 5.7. Базальтоиды раннепалеозойских комплексов см. рис. 5.1. I - III – базальтоиды ( $O_3-D_1$ ): I - кабанского и красноуральского, павдинского и липовского комплексов; II – именновского и гороблагодатского комплексов; III - туринского комплекса.

1-4 - базальтоиды островных дуг: 1 – толеиты Марианской дуги, 2 – толеиты Центральной Алеутской дуги, 3а – шошониты дуги Хонсю, 4а – известково-щелочные базальты и шошониты Центральной Камчатки, 3б – субщелочные базальтоиды тыловой зоны дуги Хонсю; 4б - субщелочные базальтоиды Центрально-Камчатской депрессии. 5-7 - базальтоиды рифтов: 5 – Эфиопского, 6 – Йеменского, 7 – Красного моря.

Синяя стрелка показывает изменение составов базальтоидов Центральной Камчатки от известково-щелочных разностей к шошонитам. Красная стрелка показывает изменение составов базальтов рифтов от субщелочных разностей к толеитовым. Базальты N-MORB, E-MORB и OO по (Sun, McDonough, 1989).

Как видно из рисунка 5.7, при добавлении флюида, равновесного с рутил-содержащей эклогитовой минеральной ассоциацией, к источнику MORB отношение Nb/Th снижается в результате обогащения Th при  $Nb \approx const$ . Рассчитанные составы расплавов соответствуют реальным составам базальтов современных ОД (1, 2, 3а, 4а на рис. 5.7); для того, чтобы их получить требуется добавить в мантийный источник не менее 5-20% флюида за счет измененной базальтовой коры. Количество флюида может быть более низким (~2-5%), если его состав формируется не только за счет базальтов, но и за счет осадков океанической плиты (Taylor, McLennan, 1985).

Базальтоиды ( $O_3-D_1$ ) Тагильской структуры на диаграмме Nb/Th – Nb располагаются тремя полями. Для базальтоидов кабанского и красноуральского, павдинского и липовского комплексов (I) с низким содержанием Nb (<N-MORB) расчетная степень плавления составляет ~20%. Формирование базальтоидов именновского и гороблагодатского (II) и туринского комплексов (III) с более высоким содержанием Nb ( $\geq$ N-MORB) требует снижения степени плавления до 10% и 5%, соответственно. Наблюдаемое снижение степени плавления соответствует направленности, характерной для островодужных обстановок от фронтальной к тыловой зоне, и согласуется с отношениями других элементов, по которым также можно судить о снижении степени плавления (Nb/Ta-Th/Yb, Nb/Ta-La/Yb). Таким образом, низкие отношения Nb/Th в базальтоидах ( $O_3-D_1$ ) объясняются снижением этого отношения в мантийном источнике за счет добавления субдукционного компонента.

Следует отметить, что субщелочные базальтоиды тыловых зон ОД, формирование которых связано с задуговым или внутридуговым рифтингом, например, базальтоиды дуги Хонсю (3б) и Центральной Камчатской Депрессии (4б), отличаются от шошонитов этих дуг (3а и 4а, соответственно) высоким Nb/Th. Их составы располагаются в поле базальтов КР и ОО (рис. 5.7). Очевидно, что мантийный источник этих вулканитов обогащался компонентом ОИВ, а не субдукционным флюидом.

Характер распределения КИЛЭ/ВЗЭ и ЛРЗЭ/ТРЗЭ в базальтоидах ( $O_3-D_1$ ) Тагильской структуры позволяет отметить следующее:

1. Базальтоиды обогащены КИЛЭ/ВЗЭ и ЛРЗЭ/ТРЗЭ, что характерно для базальтов современных островных дуг, в отличие от базальтов континентальных рифтов. Высокие отношения КИЛЭ/ВЗЭ и ЛРЗЭ/ТРЗЭ в исследуемых базальтоидах можно объяснить, по аналогии с базальтами ОД, увеличением этих отношений в мантийном источнике в результате метасоматоза водными флюидами и расплавами, высвобождающимися при дегидратации и частичном плавлении океанической коры.

2. Обогащение легко мигрирующими в водном флюиде элементами (Ba, Pb, Sr) относительно элементов, мобилизуемых преимущественно расплавами (Th, La-Nd) снижается в базальтоидах именновского, гороблагодатского и туринского комплексов ( $S_{1-2}-D_1$ ) относительно более ранних базальтоидов кабанского-красноуральского и павдинского-липовского комплексов ( $O_3-S_1$ ). Это можно объяснить процессами, происходящими в островодужных обстановках. Большая часть флюидного потока, воздействующего на перidotиты мантийного клина, отделяется на ранних стадиях развития островодужного вулканизма во фронтальных частях островных дуг. Следовательно, метасоматоз мантийного источника на ранней стадии вулканизма ( $O_3-S_1$ ) происходил преимущественно за счет водных флюидов, а на поздней стадии ( $S_{1-2}-D_1$ ) преимущественно за счет расплавов.

Таким образом, геохимические особенности базальтоидов ( $O_3-D_1$ ) Тагильской структуры свидетельствуют о их формировании из мантийного источника островодужного типа.

**5.5. Палеогеодинамическая обстановка формирования раннепалеозойских базальтоидов Тагильской структуры.** На широте Уральской СГ-4 Тагильская зона имеет синформное строение и ширину около 40-50 км. Современную структуру Тагильской зоны с ленточно-блоковым строением и высокой мощностью коры (на Среднем Урале 44-45 км) большинство исследователей относят к коллизионному типу, признавая участие надвиговой тектоники в ее формировании (Штрейс, 1951; Пейве и др., 1977; Тектоническая..., 1990; Соколов, 1992; Сегалович, Дмитровская, 1992; Пучков, 1993). Тем не менее, на последовательное залегание вулканогенных образований внутри крупных тектонических блоков указывают фаунистические датировки осадков (Иванов, 1998), изотопные датировки магматических пород (Бубнов и др., 2001; Попов и др., 2003), пространственная упорядоченность вулканических образований, характерная для современных островодужных обстановок (Бочкарев, Язева, 2000). Существует ли петрохимическая зональность в Тагильской зоне и насколько она сопоставима с зональностью современных островных дуг? Чтобы ответить на этот вопрос было проведено сравнение разновозрастных базальтоидов запада и востока и рассмотрено, как изменяются состав и геохимические особенности базальтоидов во времени.

**Сопоставление базальтоидов разновозрастных комплексов западной и восточной зон Тагильской структуры.** На широте Уральской СГ-4 близкие по возрасту вулканические комплексы ( $O_3-S_1$ ) залегают в тектонических пластинах в западной и в восточной части структуры, и разделены более поздними вулканическими образованиями ( $S_{1-2}-D_1$ ). В структурно-формационной схеме Среднего Урала (Корреляция..., 1991) эти вулканические комплексы отнесены к разным зонам (табл. 5.1). По (Язева и др., 1989; Язева, Бочкарев, 1995) наиболее ранние разновозрастные вулканы ( $O_3-S_1$ ) формировались синхронно, но в смежных тектонических обстановках: на западе кабанский комплекс – во фронтальной зоне Тагильской палеодуги, на востоке красноуральский комплекс - в задуговом спрединговом бассейне. К северу от СГ-4 (~75-100 км) на широте п. Павда павдинский комплекс залегает уже единой полосой (рис.1.3). Не следует исключать, что на широте СГ-4 разновозрастные базальтоиды сформировались в пределах единого вулканического фронта, а затем были разделены тектонически. Одновозрастные базальтоиды запада и востока близки по составу и геохимическим особенностям, а разновозрастные комплексы являются фациальными и формационными аналогами. Если рассматривать фациальный облик вулканических комплексов, то для кабанского (на западе) и красноуральского (на

востоке) комплексов он не изменяется (гл. 2). В вулканогенной толще павдинского комплекса (на западе) выше доля осадочных пород (дистальных фаций) и ниже доля лавовых фаций по сравнению с липовским комплексом (на востоке), что можно интерпретировать как фациальное замещение по латерали.

Таблица 5.1

## Одновозрастные комплексы запада и востока Тагильской структуры

Возраст	Западная зона (Кумбинская)		Восточная зона (Красноуральская)	
	комплекс	вулканиты	комплекс	вулканиты
(S <sub>1</sub> )	павдинский	базальты, андезибазальты, андезиты	липовский	базальты, андезибазальты, андезиты
(O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub> )	верхнекабанский	базальты	верхнекрасноуральский	базальты
	нижнекабанский	базальты	нижнекрасноуральский	андезибазальты, андезиты

Чтобы определить, существует ли поперечная зональность в Тагильской структуре, и какой тип зональности она наследует: первичную зональность палеодуги или палеодуги и задугового бассейна, предлагается рассмотреть как изменяются состав и геохимические особенности одновозрастных базальтоидов с запада на восток, и установить возможные факторы или процессы, являющиеся причинами изменений. В качестве основных факторов, определяющих состав и геохимический облик вулканитов, обычно рассматривают степень дифференциации расплавов и геохимические особенности первичных магм, связанные с составом мантийного субстрата, литостатическим давлением (глубиной зарождения магм) и степенью (интенсивностью) частичного плавления (Хендерсон, 1985; Петрография..., 2001 и др.).

Принадлежат ли базальтоиды красноуральского комплекса, как считают некоторые исследователи (Язева и др., 1989; Язева, Бочкарев, 1995), к образованиям задугового спредингового бассейна? В островных дугах поперечная зональность связана с закономерным изменением условий генерации и эволюции магм от фронтальной зоны к тыловой (Магматические..., 1987; Фролова, Бурикова, 1997). Вулканизм в задуговой зоне происходит в тектонической обстановке рассеянного рифтинга или спрединга и по петрохимическим особенностям отличается от островодужного. Базальтоиды окраинных морей детально изучены в тех структурах, которые связаны с современными островными дугами: Марианский трог и Марианская дуга, спрединговый бассейн Лау и дуга Тонга, бассейн Японского моря и дуга Хонсю, трог Окинава и дуга Рюкю и др. (Wood 1980; Uto et al., 1994;

Gribble et al., 1998 и др.). Возникновение магматизма в окраинных морях над зонами субдукции связывается с подъемом мантийного вещества (диапиров). При повышении теплового потока в обстановке рассеянного растяжения коры в задуговых бассейнах формируются базальтоиды повышенной щелочности; при разрыве коры и зарождении спрединга образуются толеитовые базальты, близкие к базальтам СОХ. Источник магмогенерации базальтоидов окраинных морей относится к обогащенному типу, а эволюционные ряды вулканитов окраинных морей сопоставимы с рядами вулканитов внутриплитных обстановок: океанических островов и внутриплитных рифтов (Петрология..., 1987; Фролова, Бурикова, 1997 и др.). Ранние по возрасту базальтоиды запада и востока Тагильской структуры по своим геохимическим особенностям резко отличаются от базальтов внутриплитных обстановок (гл. 5.3, 5.4). Среди базальтоидов позднего ордовика-раннего силура нет субщелочных базальтов, формирование которых могло быть инициировано задуговым рифтингом, и нет базальтов с характеристиками, близкими к MORB.

В некоторых современных островных дугах в пределах вулканического фронта выделяют фронтальную и тыловую зоны излияния магм одного формационного типа. Например, в Курильской дуге вулканиты андезитовой формации (четвертичного возраста) слагают вулканы, располагающиеся двумя параллельными грядами: фронтальной, объединяющей вулканы, наиболее близко расположенные к глубоководному желобу, и тыловой (Авдейко, 1994; Авдейко, Палуева, 2003).

С какими факторами и процессами связано формирование поперечной зональности в современных островных дугах? Поперечная петрохимическая зональность, выявленная Куно (Куно, 1966), связана с увеличением глубины и снижением степени плавления с удалением от фронта дуги. Наиболее отчетливо зональность, обусловленная этими факторами, проявляется во временном ряду вулканитов от толеитовых к известково-щелочным и субщелочным сериям. Для одновозрастных вулканитов, формирующихся на фронтальной и тыловой линиях вулканического фронта, изменение глубины и степени плавления от фронтальной зоны к тыловой могут быть несущественными, чтобы вызвать значимые изменения их состава. Тем не менее, установлено, что в пределах вулканического фронта Курильской дуги вулканизм фронтальной и тыловой зон контролируется снижением мощности коры в тыловой зоне почти в два раза (Авдейко, 1994). С более высокой мощностью земной коры во фронтальной зоне Курильской дуги связывают формирование более дифференцированных расплавов (Bindeman, Bailey, 1999). Следовательно, одним из факторов, от которых зависит состав одновозрастных вулканитов фронтальных и тыловых зон дуг, является степень дифференциации расплавов. К самым общим закономерностям распределения главных элементов и элементов-примесей при дифференциации расплавов

относятся следующие: при фракционировании остаточные расплавы обедняются MgO и когерентными элементами (Ni, Cr, Co и др.) и становятся менее магнезиальными; в дифференциатах накапливаются некогерентные КИЛЭ и ЛРЗЭ (Хендерсон, 1985).

**Степень дифференциации** базальтоидов, судя по большей магнезиальности ранних генераций клинопироксенов на востоке, была выше на западе. Нижекабанские (запад) и нижекрасноуральские (восток) базальты. На западе базальты менее магнезиальные и обогащены элементами группы К (Ba, Rb, Sr) и Pb (рис. 5.8А, 5.9А, 5.10А, рис. 3.9А). Однако значимых изменений в содержании когерентных элементов (Cr, Ni, Co) и ЛРЗЭ не наблюдается: первые обнаруживают тенденцию к снижению, вторые – к возрастанию в базальтах на востоке (рис. 5.9А, 3.9В). Верхнекабанские (запад) базальты и верхнекрасноуральские (восток) андезибазальты и андезиты. В среднем, базальтоиды двух зон близки по магнезиальности (рис. 5.9Б). На востоке в менее основных по составу базальтоидах ниже содержания MgO, Cr, Ni, Co и выше содержание ЛРЗЭ (рис. 5.8Б, 5.9Б, 5.10Б). Крупноионными литофильными элементами (K, Ba, Rb, Sr, Pb) обогащены базальты на западе (рис. 5.10Б, 3.9Б). Павдинские (запад) и липовские (восток) базальтоиды. В базальтоидах магнезиального типа западной зоны ниже магнезиальность, содержание MgO, Cr, Ni и выше содержание K, Ba, Sr и ЛРЗЭ (рис. 5.8В, 5.9В, 5.10В), что указывает на более высокую дифференциацию их расплавов. Однако в базальтоидах глиноземистого типа, менее магнезиальных по отношению к базальтоидам магнезиального типа, возрастает содержание только ЛРЗЭ, а элементы группы К (Ba, Sr) не накапливаются (рис. 5.10В).

Таким образом, мы наблюдаем сложную картину различий между разновозрастными базальтоидами запада и востока по основным компонентам (железу и магнию) и по элементам-примесям, но в целом снижение магнезиальности и обогащение крупноионными литофильными элементами характерны для базальтоидов западной зоны. Это указывает на более высокую дифференциацию расплавов базальтоидов на западе и позволяет предположить (Bindeman, Bailey, 1999; Авдейко, 1994), что *в западной зоне базальтоиды формировались на более мощной коре, чем в восточной зоне*. На основании этого предполагаем, что фронтальная зона вулканического фронта древней дуги располагалась (в современных координатах) на западе, а тыловая часть вулканического фронта на востоке.

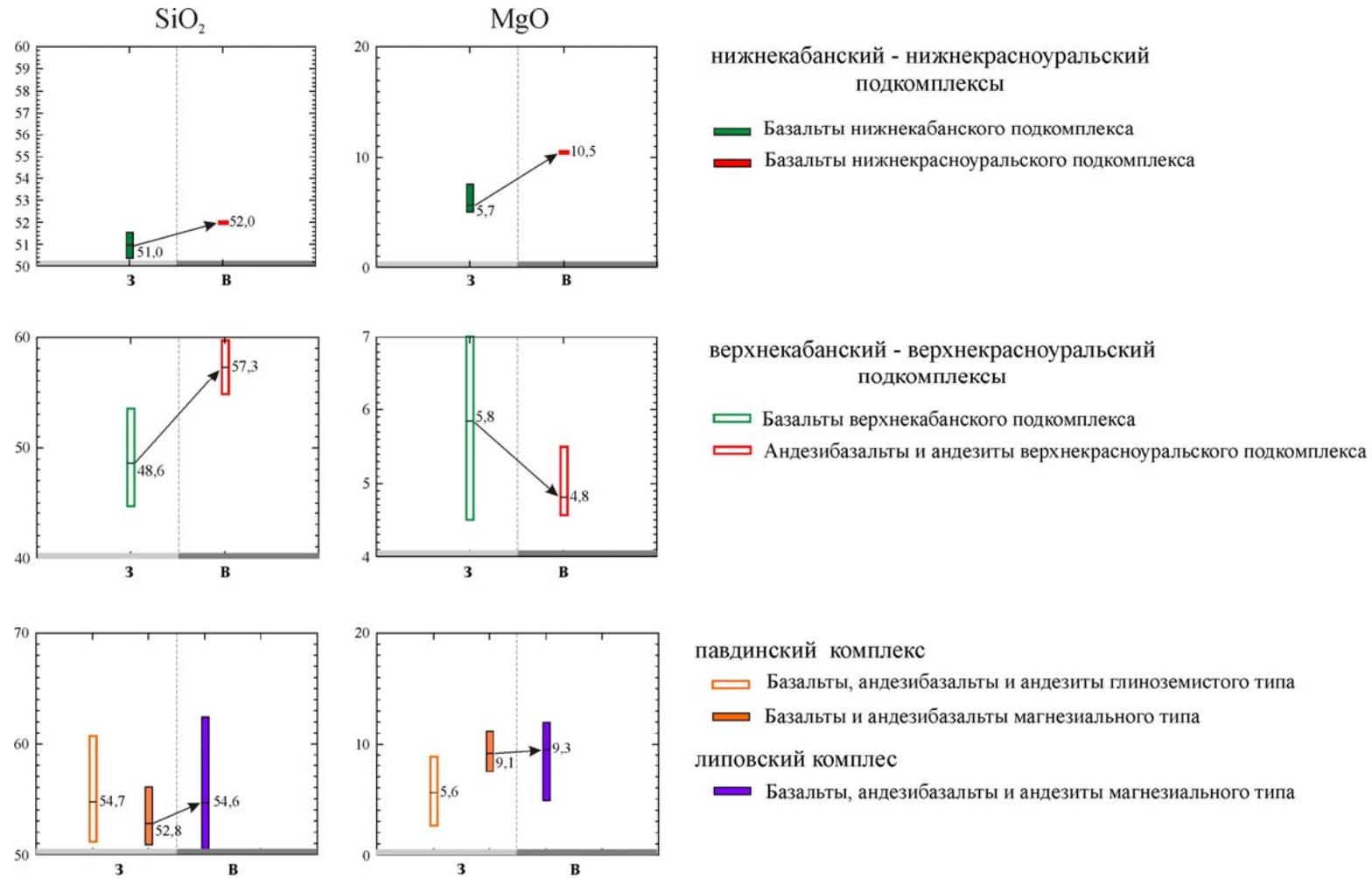


Рис. 5.8. Содержание SiO<sub>2</sub> и MgO в одновозрастных базальтоидах западной (З) и восточной (В) зоны Тагильской структуры.

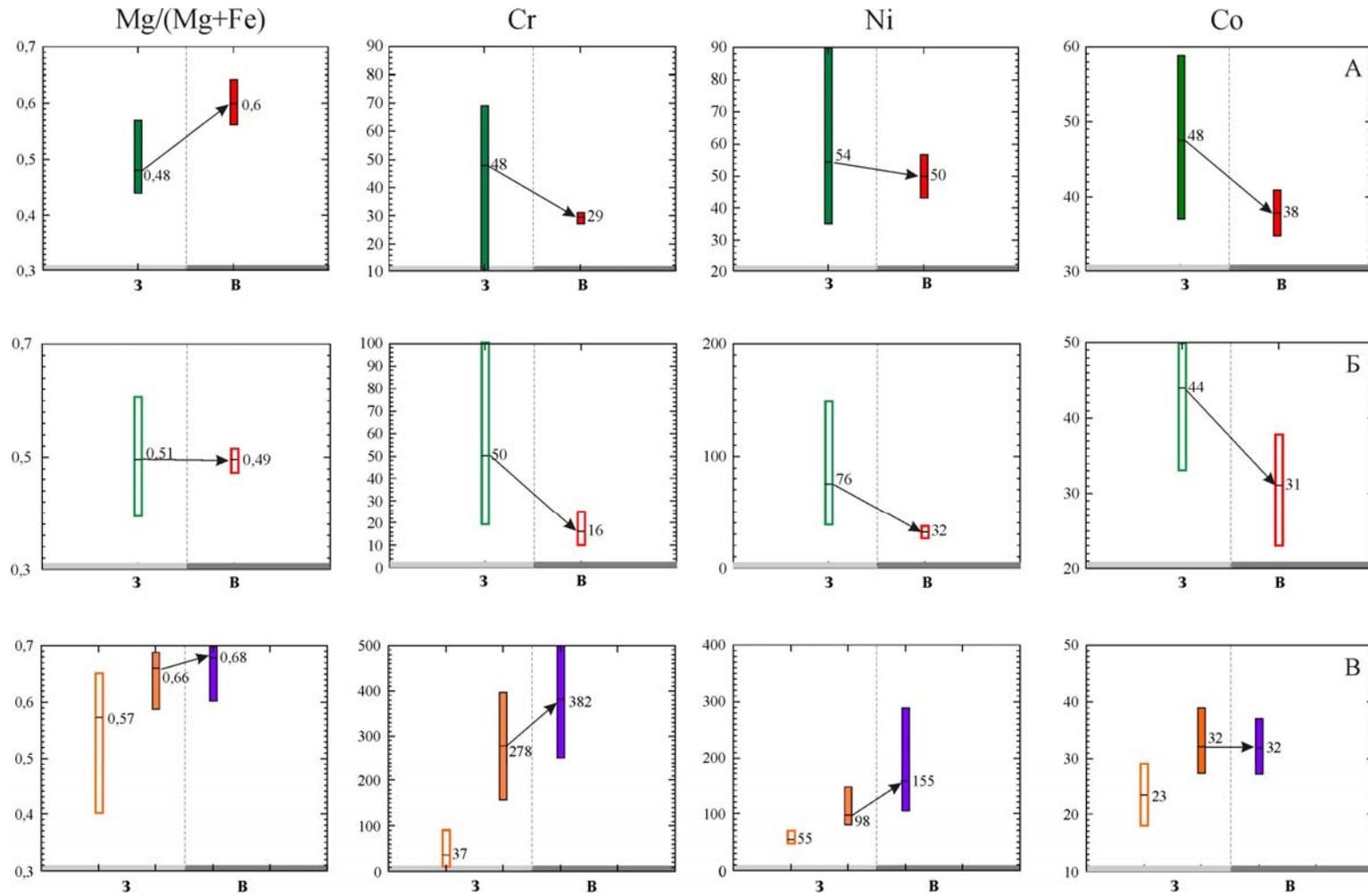


Рис. 5.9. Магнезиальность, Cr, Ni, Co в одновозрастных базальтоидах западной (З) и восточной (В) зоны Тагильской структуры. А – нижнекамбанский и нижнекрасноуральский подкомплексы. Б - верхнекамбанский и верхнекрасноуральский подкомплексы. В - павдинский и липовский комплексы.

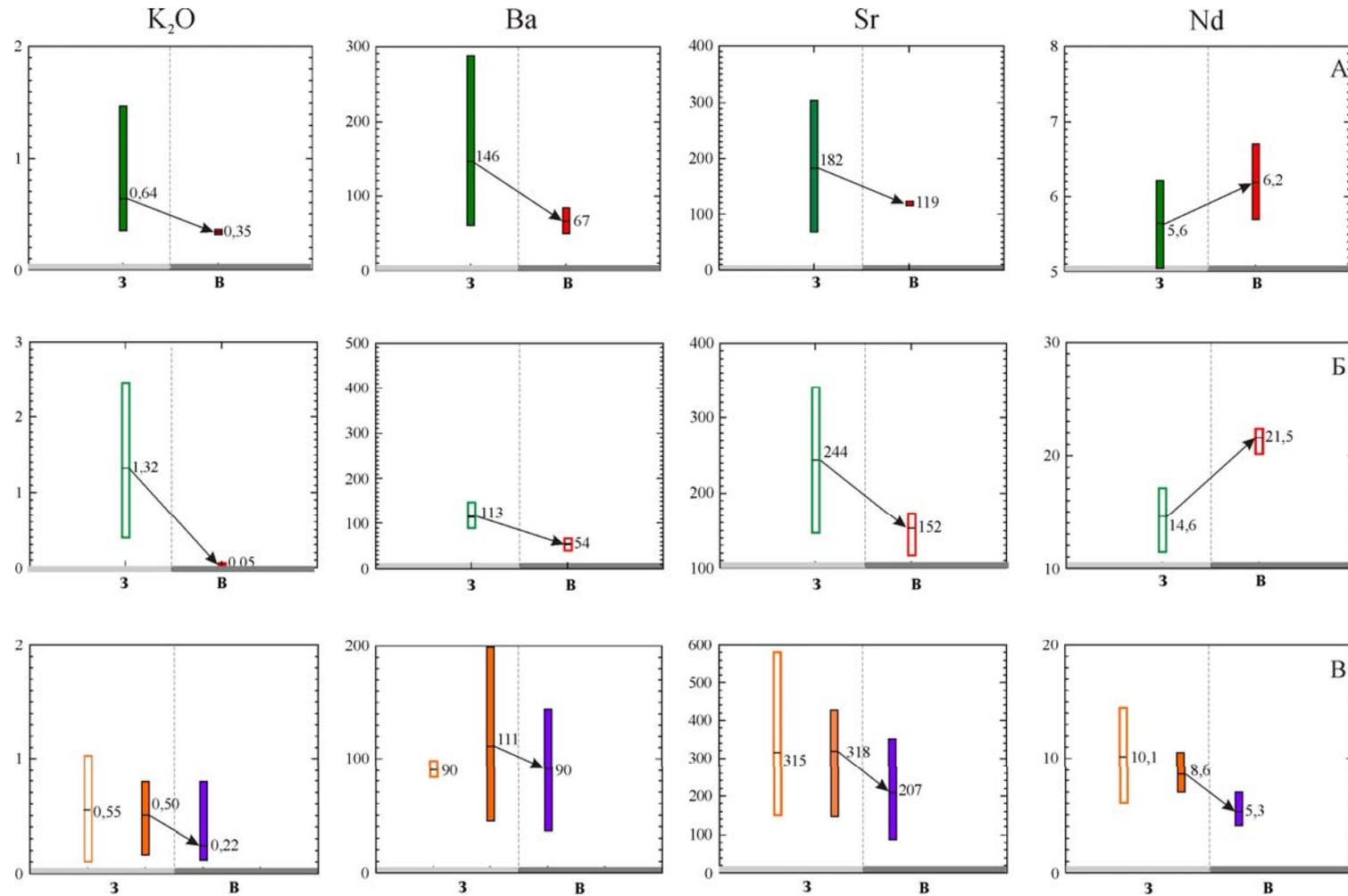


Рис. 5.10. Содержание K<sub>2</sub>O, Ba, Sr, Nd в одновозрастных базальтоидах западной (З) и восточной (В) зоны Тагильской структуры. Условные обозначения см. рис. 5.8.

Однако в содержаниях и в отношениях некоторых элементов-примесей различия между базальтоидами запада и востока не всегда соответствуют тем закономерностям, которые должны наблюдаться при изменении степени дифференциации расплавов. В процессе дифференциации в расплавах накапливаются элементы преимущественно с большим по размеру ионным радиусом, имеющие более низкие коэффициенты распределения  $K_D$  минерал/расплав; например, Ba накапливается относительно Sr или Zr относительно Ti, и отношения Sr/Ba и Ti/Zr в остаточных расплавах должны снижаться. Мы наблюдаем, что в кабанских базальтах (менее магнезиальных) относительно красноуральских накапливается Ba и снижается отношение Sr/Ba (рис. 5.11А), однако отношение Ti/Zr в них не снижается, как в более дифференцированных разностях, а возрастает (рис. 5.11Б). Следовательно, различия между одновозрастными базальтоидами запада и востока необходимо рассматривать в зависимости не только от степени дифференциации расплавов, но и от других причин: от геохимических особенностей первичных магм, связанных с составом мантийного субстрата, литостатическим давлением (глубиной зарождения магм) и степенью (интенсивностью) частичного плавления. Несмотря на то, что в островных дугах исходные магмы, как правило, изменяются в отношении главных компонентов и когерентных элементов в результате более поздних процессов (дифференциация, смешение расплавов), отношения элементов-примесей в них сохраняются (Tatsumi, 1991). Попробуем восстановить некоторые особенности первичных магм базальтоидов запада и востока по отношениям некогерентных элементов с учетом того, что состав источника магмогенерации в островных дугах складывается из двух переменных составляющих: мантийной и субдукционной (коровой).

**Состав источника и степень частичного плавления** контролируют содержание некогерентных элементов в первичных магмах. Элементы с низкими коэффициентами распределения  $K_D$  минерал/расплав обогащают в большей степени первичные расплавы, возникающие при низкой степени плавления, поэтому их низкие содержания свидетельствует о высокой степени плавления и/или о деплетированном мантийном субстрате.

Расплавы базальтоидов кабанского и красноуральского, павдинского и липовского комплексов унаследовали геохимические особенности (низкие - ниже хондритовых отношения Nb/Ta и Zr/Hf, дефицит ВЗЭ и ТРЗЭ относительно базальтов СОХ) от деплетированного мантийного субстрата (гл. 5.2). Нижнекабанские и нижнекрасноуральские базальты характеризуются одинаково низкими содержаниями и отношениями La/Yb (рис. 5.11В), что свидетельствует о высокой степени плавления мантийного субстрата.

Снижение Zr и увеличение Ti/Zr (рис. 5.11Б) в нижнекабанских базальтах (более дифференцированных) связано, вероятно, с более низким содержанием Zr в первичных

расплавах, и может указывать на более высокую степень плавления мантийного субстрата на западе.

В верхнекабанских базальтах относительно верхнекрасноуральских андезибазальтов и андезитов  $Ti/Zr$  растет,  $La/Yb$  снижается (рис. 5.11Б, 5.11В),

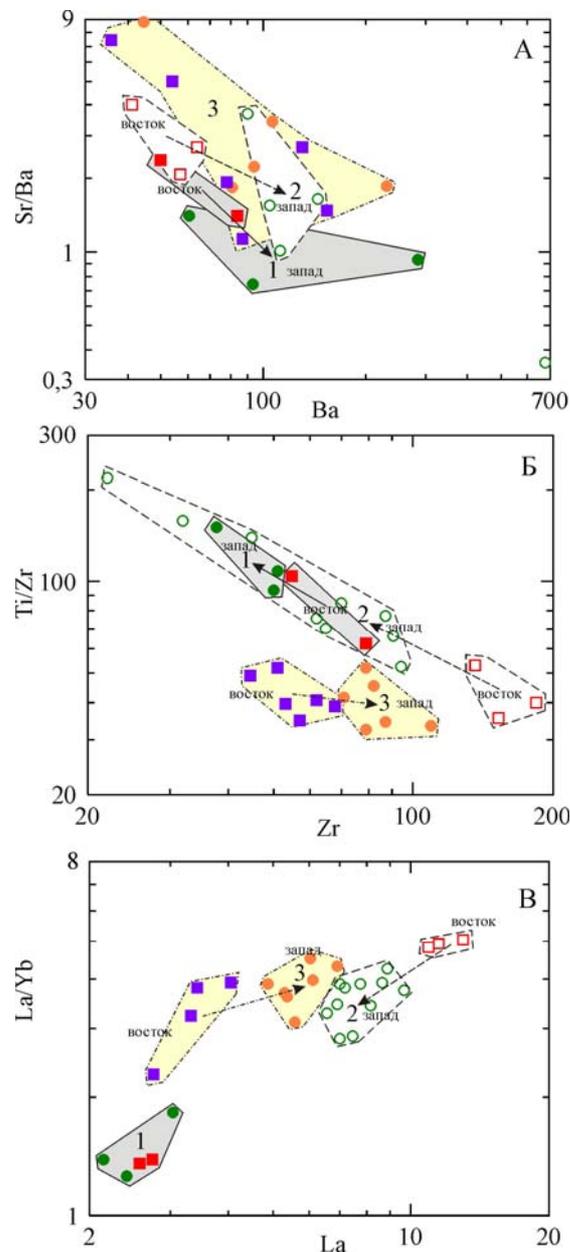


Рис. 5.11. Диаграммы Sr/Ba-Ba (А), Ti/Zr-Zr (Б), La/Yb-La (В) для базальтоидов одновозрастных комплексов запада и востока Тагильской структуры. Базальтоиды: нижнекабанские (зеленый залитый кружок), нижнекрасноуральские (красный залитый квадрат), верхнекабанские (зеленый незалитый кружок), верхнекрасноуральские (красный незалитый квадрат), павдинские (оранжевый кружок), липовские (фиолетовый квадрат). Цифрами и стрелками показано изменение составов одновозрастных базальтоидов: 1 – нижнекабанских и нижнекрасноуральских, 2 – верхнекабанских и верхнекрасноуральских, 3 – павдинских и липовских.

то есть, наблюдается снижение содержания элементов с более низким  $K_D$  минерал/расплав ( $Zr$  и  $La$  относительно  $Ti$  и  $Yb$ , соответственно), что при близкой степени

дифференциации расплавов указывает на более высокую степень плавления источника на западе. Однако в кабанских базальтах Sr/Ba не возрастает, как должно быть при увеличении степени плавления, а снижается (рис. 5.11А). Объяснить накопление Ba относительно Sr можно, если предположить, что такие отношения возникли не столько за счет более высокой дифференциации расплавов, а были присущи первичным расплавам; причиной возникновения таких отношений может быть различный вклад субдукционной составляющей в генерацию магм, что будет рассматриваться далее. Отношения Sr/Ba, Ti/Zr и La/Yb в павдинских и липовских базальтоидах (рис. 5.11) изменяются незначительно: Sr/Ba и Ti/Zr слабо снижаются, а La/Yb возрастает в базальтоидах на западе. Наблюдается крайне незначительное обогащение наиболее некогерентными элементами базальтоидов павдинского комплекса, формировавшихся, как установлено, из более дифференцированных расплавов, что следует связывать с более высокой степенью плавления мантийного источника на западе. Таким образом, *изменение некоторых геохимических особенностей базальтоидов с запада на восток можно объяснить снижением степени плавления мантийного источника в восточной (предполагаемой тыловой) зоне по сравнению с западной (предполагаемой фронтальной) зоной вулканического фронта древней дуги.*

**Глубина и интенсивность плавления** оказывают влияние на распределение в расплавах также тугоплавких элементов (Ni, Cr, Co) и ТРЗЭ, входящих в состав высокомагнезиальных минералов. Расплавы, выплавляющиеся из высокомагнезиального мантийного субстрата, наследуют высокие отношения Ni/Co, а в области устойчивости граната, имеющего высокие коэффициенты распределения ТРЗЭ  $K_D^{\text{минерал/расплав}}$ , будут характеризоваться низким содержанием Yb. Кабанские и красноуральские базальтоиды. Отношения Ni/Co и содержание Yb незначимо изменяются с запада на восток в базальтоидах нижних подкомплексов, поля базальтоидов верхних подкомплексов перекрываются (рис. 5.12).

Различия в содержаниях когерентных и некогерентных элементов становятся не существенными при высокой степени плавления, даже при различной степени деплетированности источника плавления. В данном случае, вероятно, глубина формирования первичных расплавов кабанских и красноуральских базальтоидов сильно не различалась. Павдинские и липовские базальтоиды. Липовские базальтоиды характеризуются более высокими отношениями Ni/Co и более низкими содержаниями Yb (рис. 5.12). Это указывает на то, что их первичные магмы находились в равновесии с более глубинным (содержащим гранат?) мантийным субстратом, то есть, глубина выплавления магм увеличивалась на востоке.

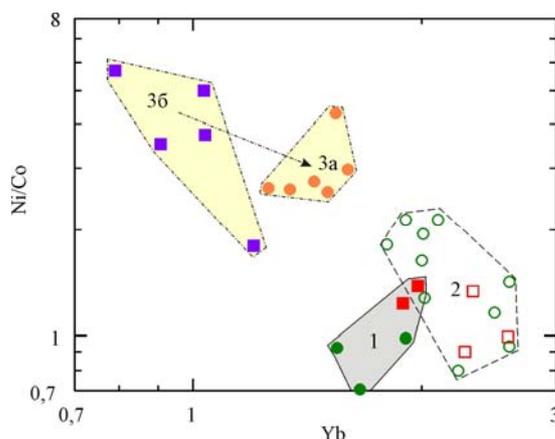


Рис. 5.12. Диаграмма Ni/Co-Yb для разновозрастных базальтоидов западной и восточной зоны Тагильской структуры. Условные обозначения базальтоидов см. рис. 5.11. Вулканические комплексы: 1 – нижнекабанский и нижнекрасноуральский, 2 - верхнекабанский и верхнекрасноуральский, 3а – павдинский, 3б - липовский.

Базальтоиды кабанского и красноуральского, павдинского и липовского комплексов, характеризующиеся высокими отношениями КИЛЭ/ВЗЭ и ЛРЗЭ/ТРЗЭ, сформировались из деплетированного, впоследствии метасоматически обогащенного мантийного источника (гл. 5.4). Поэтому, необходимо рассмотреть участие вещества субдуцируемой океанической коры в формировании разновозрастных базальтоидов запада и востока структуры.

*Субдуцируемая океаническая кора* играет значимую роль в генерации островодужных вулканитов. За счет флюидов и частичных расплавов преимущественно водного состава (флюиды, высвобождающиеся при преобразовании океанической коры в условиях высоких давлений и низких температур, содержат низкое количество углекислоты (Molina, Poli, 2000)), в перекрывающем ее мантийном клине образуются водосодержащие магмы (Tatsumi, 1991 и др.). Дегидратация плиты и обогащение мантии водными флюидами происходит во фронтальных частях дуг, к тыловым зонам поток флюидов снижается. С водными флюидами в мантийный источник фронтальной зоны поступают легкоподвижные элементы. Следовательно, магматические расплавы фронтальных зон дуг будут обогащены легкоподвижными в водном флюиде элементами по сравнению с расплавами тыловых зон (Bebout et al., 1999, Kent, Elliott, 2002). Изменение геохимических особенностей разновозрастных базальтоидов от фронта к тылу дуги, если они связаны с дополнительным поступлением подвижных элементов, должны проявляться в их вариациях относительно слабоподвижных элементов (КИЛЭ/ВЗЭ; ЛРЗЭ/ТРЗЭ). Имеет значение и то, как изменяются отношения подвижных элементов, для которых установлены различия во фракционировании во флюид и в расплав (КИЛЭ/ЛРЗЭ). Поскольку, разделение элементов, мобилизуемых флюидами (K, Rb, Ba, Sr, Pb) и расплавами (La-Nd, Th), происходит

преимущественно во фронтальных частях дуг, вулканы фронтальной зоны должны быть в большей степени обогащены элементами, транспортируемыми флюидами, чем расплавами (иметь выше отношения  $Ba/La$ ,  $Pb/Nd$ ,  $Ba/Th$  и др).

Кабанские и красноуральские базальтоиды. Кабанские (на западе) вулканы в большей степени, чем красноуральские (на востоке), обогащены КИЛЭ/ВЗЭ, что наблюдается по более высоким отношениям  $Ba/Nb$  (рис. 5.5),  $Pb/Y$  (рис. 5.6),  $Pb/Nb$ ,  $Rb/Nb$  (Прил. 2, табл. 1-3).

Красноуральские базальты по отношению к кабанским обогащены  $Sr/Ba$  (рис.5.13.Б).

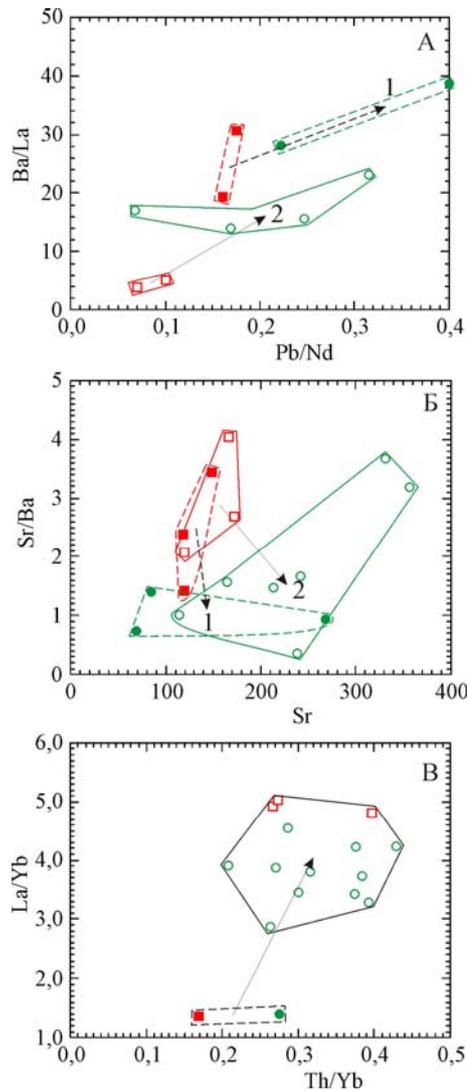


Рис. 5.13. Диаграммы  $Ba/La-Pb/Nd$  (А),  $Sr/Ba-Sr$  (Б) и  $La/Yb-Th/Yb$  (В) для базальтов кабанского (запад) и красноуральского (восток) комплексов. Базальтоиды: нижнекабанские (зеленый залитый кружок), верхнекабанские (зеленый незалитый кружок), нижнекрасноуральские (красный залитый квадрат), верхнекрасноуральские (красный незалитый квадрат). Стрелками показано изменение отношений (с востока на запад) в базальтоидах нижних (1) и верхних (2) подкомплексов, и от нижних к верхним подкомплексам на рис. 5.11В.

В кабанских базальтах также выше отношения КИЛЭ/ЛРЗЭ: Ba/La и Pb/Nd (рис. 5.13.A), Ba/Ce, Ba/Nd. Фракционирование элементов, мигрирующих в водный флюид (Ba, Pb, Sr, Rb), относительно слабоподвижных элементов (Nb, Y) и элементов, мигрирующих в расплав (La-Nd), сильнее проявлено в базальтоидах на западе. Поскольку отношения некогерентных элементов наследуются от источника плавления, следует считать, что мантийный источник на западе был в большей степени обогащен легкоподвижными во флюиде элементами, чем на востоке.

В островодужных обстановках дополнительным источником Ba являются преимущественно океанические осадки, а Sr может поступать за счет осадков и измененных базальтов океанической коры. Роль осадков океанической коры, как дополнительного источника КИЛЭ, поступавших в мантийный субстрат кабанских и красноуральских вулканитов, снижается с запада на восток. Отношения КИЛЭ/ВЗЭ и ЛРЗЭ/ТРЗЭ (Th/Yb, La/Nb, U/Nb, La/Sm, La/Yb) значительно возрастают в базальтоидах верхних подкомплексов относительно базальтоидов нижних подкомплексов (рис. 5.13.B, Прил. 2, табл. 1-3). Однако отношения КИЛЭ/ЛРЗЭ (Ba/La, Pb/Nd, Sr/Nd, Pb/Ce, Ba/Nd, Ba/Ce) в базальтоидах верхних подкомплексов снижаются (рис. 5.13.A).

Павдинские и липовские базальтоиды. Сопоставление базальтоидов магнезиально-го типа показало, что на западе они обогащены практически всеми легкоподвижными элементами относительно ВЗЭ и ТРЗЭ: Ba, Pb, Sr, Be, Cs (мобилизуемых флюидами) и Th, U, ЛРЗЭ (мобилизуемых расплавами) (Прил. 2, табл. 4, 6), и характеризуются более высокими отношениями Ba/Nb, Pb/Nb, Th/Y, U/Nb, La/Yb, Nd/Yb, Sr/Y (рис. 5.14B) и др. Это указывает на большую степень обогащения легкоподвижными во флюиде и в расплаве элементами мантийного источника на западе, чем на востоке.

Обогащение элементами, подвижными в расплаве, относительно элементов, подвижных в водном флюиде, можно объяснить тем, что на более поздних этапах вулканизма в составе субдукционного компонента, метаморфизирующего мантийный субстрат, возрасла доля расплавов относительно доли флюидов за счет снижения водных флюидов. Вместе с тем, по отношениям легкоподвижных во флюиде и в расплаве элементов: Ba/Th (рис. 5.14A), Sr/Ce (рис. 5.14Б), Ba/La и Ba/Nd базальтоиды запада и востока различаются слабо (на диаграммах их поля значительно перекрываются). Исключением является Pb; относительно ЛРЗЭ (La-Nd) Pb в большей степени накапливается в базальтоидах западной зоны (рис. 5.14A). Отсутствие значимого фракционирования легкоподвижных во флюиде и в расплаве элементов (за исключением Pb), можно объяснить высокой степенью частичного плавления мантийного субстрата. Веществом, за счет которого Pb может поступать в мантийный субстрат, являются осадки океанической коры (Brenan et al., 1995). Снижение от-

носительного накопления Pb в базальтоидах на востоке можно интерпретировать как уменьшение с запада на восток доли осадков в составе субдукционного компонента.

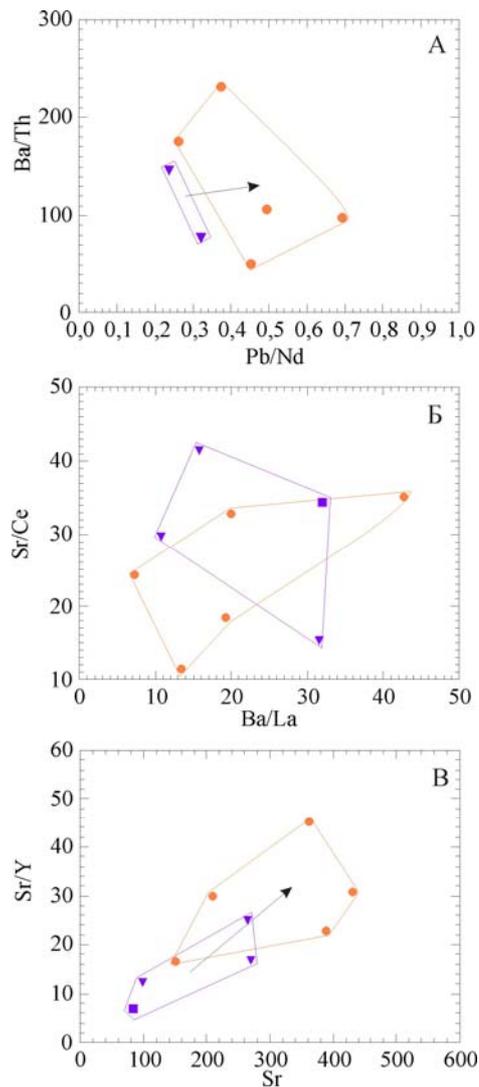


Рис. 5.14. Диаграммы Ba/Th-Pb/Nd (А), Sr/Ce-Ba/La (Б) и Sr/Y-Sr (В) для базальтоидов павдинского (запад) и липовского (восток) комплексов. Павдинский комплекс: базальты и андезибазальты (оранжевый кружок). Липовский комплекс: андезибазальты (фиолетовый квадрат), андезиты (фиолетовый треугольник). Стрелкой показано изменение отношений элементов с востока на запад.

Из отношений некогерентных элементов, обладающих различной подвижностью, следует: мантийный субстрат кабанских и павдинских базальтоидов (запад) был в большей степени обогащен водными флюидами, чем субстрат красноуральских и липовских базальтоидов (восток); участие осадков океанической коры в обогащении мантийного субстрата КИЛЭ снижалось с запада на восток. Исходя из этого, западные вулканические комплексы формировались во фронтальной зоне вулканического фронта древней дуги, а восточные - в его тыловой зоне.

Таким образом, в разновозрастных базальтоидах позднего ордовика и раннего силура Тагильской структуры, расположенных на западе и на востоке, присутствует попереч-

ная петрохимическая зональность. Она имеет сложную картину, поскольку возникла за счет нескольких факторов. Базальтоиды западной зоны кристаллизовались из более дифференцированных расплавов; их первичные расплавы возникли из мантийного источника, в большей степени обогащенного водными флюидами и при более высокой степени частичного плавления, чем на востоке. Поперечная петрохимическая зональность одновозрастных вулканических образований в Тагильской структуре сопоставима с поперечной зональностью зон вулканического фронта современных островных дуг. В соответствии с этой зональностью на западе Тагильской зоны реконструируется фронтальная часть вулканического фронта древней дуги, на востоке тыловая часть вулканического фронта.

**Поперечная зональность в Тагильской структуре.** По характеру и обстановке вулканизма (см. разд. 2.3) выделены ранние ( $O_3-S_1$ ) и поздние ( $S_{1-2}-D_1$ ) вулканические ассоциации (два формационных ряда). Современную Тагильскую структуру, вероятно, можно рассматривать как аккретированную островную дугу. Выделенные формационные ряды вулканических ассоциаций могут представлять либо образования разных дуг: двух (ранней и поздней) (рис. 5.15) или более, либо две (как минимум) последовательные стадии формирования древней дуги. В любом случае мы наблюдаем временную последовательность формирования вулканических (петрохимических) серий в Тагильской зоне: толеитовые разности сменяются известково-щелочными и субщелочными, что соответствует последовательности развития вулканизма во времени в современных островных дугах (Магматические..., 1987; Петрология..., 1987; Фролова, Бурикова, 1997).

Сравнение базальтоидов одновозрастных вулканических комплексов запада и востока структуры на широте Уральской СГ-4 показало, что вулканические комплексы западной зоны могли формироваться во фронтальной части вулканического фронта древней дуги, а вулканические комплексы восточной зоны на удалении от фронта (в тыловой части). При допущении, что восстановленная поперечная зональность вулканического фронта Тагильской древней дуги соответствует первичной, последовательность вулканических серий и ассоциаций каждого формационного ряда с запада на восток структуры будет соответствовать временной последовательности «от фронта к тылу».

Для того, чтобы временную последовательность вулканических ассоциаций идентифицировать по петрохимическим критериям как островодужную, необходимо определить соответствует ли поперечная петрохимическая зональность Тагильской структуры характеру зональности, наблюдаемой в современных островных дугах. Современные островные дуги характеризуются поперечной петрохимической зональностью, связанной с закономерным изменением условий генерации и эволюции магм с удалением от фронта дуг, что проявляется в смене вулканитов толеитовых серий известково-щелочными и

субщелочными (Kuno, 1966; Whitford, 1975 и др.). Вместе с тем, исследования поперечной зональности островных дуг (Магматические..., 1987; Lina et al., 1997; Turner, Foden, 2001; Churikova et al., 2001; Ishikawa et al., 2001; Elburg et al., 2002; Hildreth et al., 2004) показали, что в разных дугах существуют свои особенности вариаций петрогеохимических характеристик вулканитов. На состав островодужных магм и последовательность магматизма оказывают влияние некоторые, особые для каждой вулканической провинции, факторы: морфология конвергирующих плит, температурные и кинетические параметры зон субдукции, особенности тектонической обстановки (задуговой или внутридуговой рифтогенез, задуговой спрединг) (Петрология..., 1987; Harry, Green, 1999). То есть, картина поперечных вариаций может быть довольно сложной, поскольку состав и геохимические особенности островодужных вулканических пород зависят от многих факторов на всех стадиях формирования и эволюции магм (Tatsumi, 1991). На основании обобщения данных разных исследователей, установлены следующие вариации состава и геохимических особенностей базальтоидов, связанные с закономерными изменениями условий генерации и эволюции магм с удалением от фронта к тылу островных дуг:

1. Возрастает общая щелочность и содержание некогерентных элементов группы К (Rb, Sr, Ba), Th, U, РЗЭ и ВЗЭ (Ti, Zr, Ta, Nb) (Фролова, Бурикова, 1997).

Такие изменения, как отмечено (Tatsumi, 1991) по результатам экспериментальных исследований (Грина, Рингвуда, Куширо и др.), можно объяснить увеличением общего давления (глубины очага плавления) и снижением степени частичного плавления, а также изменением состава источника от деплетированного к недеплетированному или обогащенному.

В базальтоидах ( $O_3-D_1$ ) Тагильской структуры с запада на восток возрастает общая щелочность ( $Na_2O+K_2O$ ),  $P_2O_5$  и содержание некогерентных элементов, их изменения показаны на примере Sr, Rb, ЛРЗЭ (La+Ce+Nd), Zr (рис. 5.16). Собственные тренды имеют базальтоиды ранней и поздней вулканических ассоциаций, что наиболее отчетливо видно по общей щелочности, ЛРЗЭ и Zr. Состав мантийного источника базальтоидов ( $O_3-D_1$ ), если судить по отношениям Th/Yb-Ta/Yb (Pearce, 1983) (рис. 5.3), изменялся от деплетированного к обогащенному. Представление о составе мантийного источника можно получить по содержанию и степени фракционирования РЗЭ в породах (Bailey et al, 1989). Характер фракционирования РЗЭ в базальтоидах слабо изменяется при кристаллизационной дифференциации и наследуется вулканитами от первичных расплавов, то есть, определяется составом источника и степенью частичного плавления (Tatsumi, 1991). Как видно из рис. 5.17, отношение La/Yb в базальтоидах ( $O_3-D_1$ ) во времени возрастает.

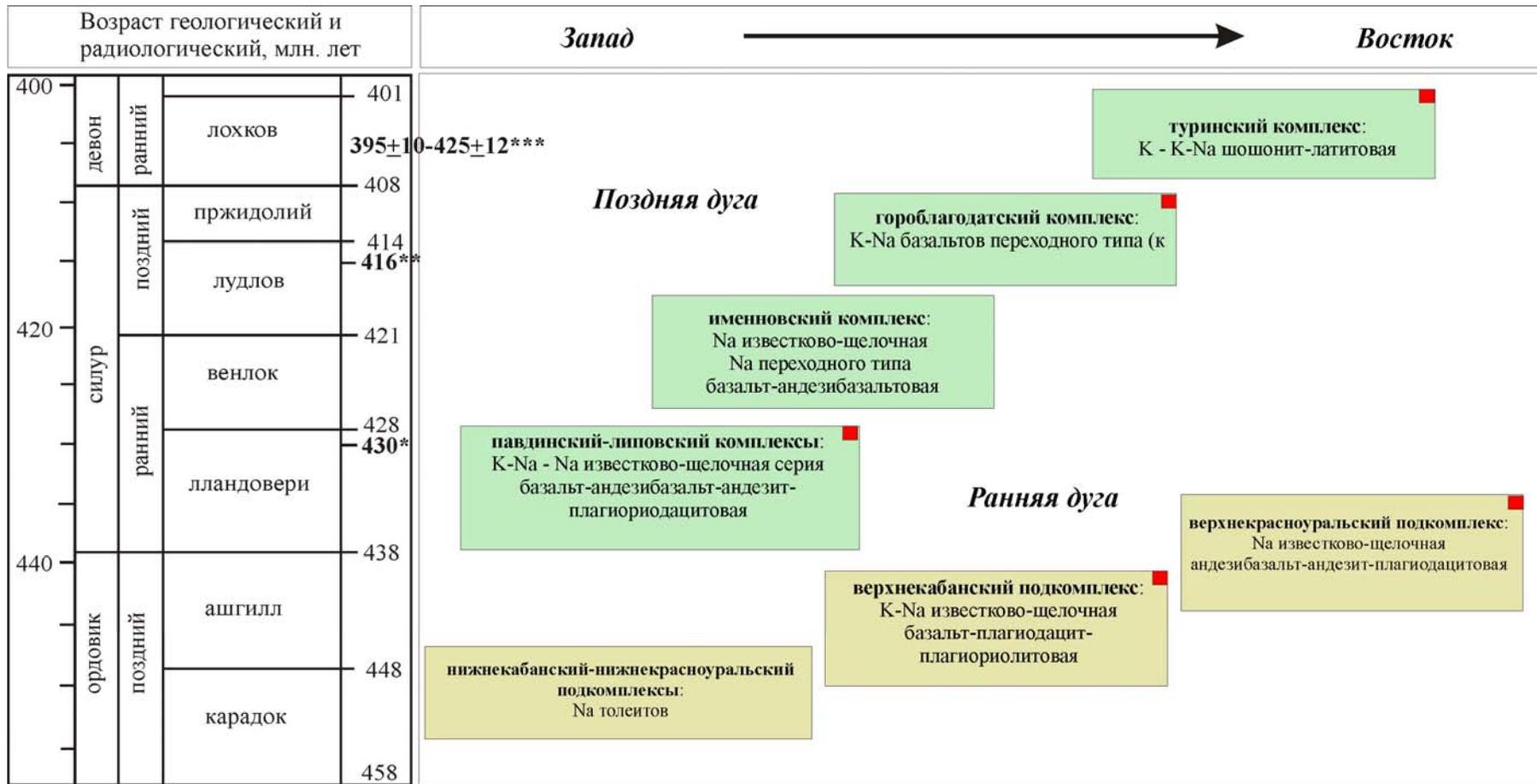


Рис. 5.15. Вулканические комплексы, ассоциации и серии вулканических пород позднего ордовика – раннего девона Тагильской структуры. Примечания: \* - Rb-Sr возраст трондьемитов левихинского габбро-диорит-трондьемитового комплекса, комагматичного вулканитам павдинской свиты (Попов и др., 2003); \*\* - Rb-Sr возраст диоритов северорудничного габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, комагматичного вулканитам гороблагодатского комплекса (данные С.В. Бубнова, ИГЕМ РАН); \*\*\* - K-Ar возраст по биотитам из сиенитов кушвинского габбро-сиенитового комплекса, комагматичного вулканитам туринского комплекса (Разработка..., 1999). Красным квадратом отмечены комплексы, датированные фаунистически (Иванов, 1998 и др.)

Состав мантийного субстрата базальтоидов ( $O_3-S_1$ ) - ранней вулканической ассоциации (тренд А, рис. 5.17) соответствовал деплетированному шпинелевому лерцолиту (для нижних подкомплексов) и примитивному - слабо обогащенному шпинелевому лерцолиту (для верхних подкомплексов); степень частичного плавления снижалась от ранних к поздним вулканитам или с запада на восток. Базальтоиды ( $S_{1-2}-D_1$ ) - поздней вулканической ассоциации (тренд Б, рис. 5.17) формировались из неоднородного мантийного субстрата. Его состав для вулканитов нормальной щелочности был близок к примитивному гранатовому лерцолиту (липовские базальтоиды) или примитивному шпинелевому лерцолиту (павдинские и именовские базальтоиды). Магмы субщелочных вулканитов (туринские базальтоиды) выплавлялись из обогащенного мантийного субстрата. Степень частичного плавления субстрата снижалась от ранних вулканитов к поздним (с запада на восток).

Геохимические особенности клинопироксенов из базальтоидов Тагильской структуры соответствуют таковым из мантийных перидотитов островодужных обстановок (Носова и др., 2002), поэтому геохимический облик клинопироксенов базальтоидов может быть использован для обсуждения состава мантийных источников (рис. 5.18). Исследования клинопироксенов из перидотитовых ксенолитов (Pearson et al., 2003) показали, что содержание элементов-примесей в клинопироксене находится в зависимости от присутствия равновесных с ним граната, шпинели, амфибола (основных концентраторов элементов-примесей). Клинопироксены, равновесные с гранатом, обнаруживают существенно более низкие содержания ТРЗЭ, чем в равновесии со шпинелью. Клинопироксены метасоматически обогащенных перидотитов, содержащих амфибол и слюду, обогащены ЛРЗЭ. На деплетированный состав источника указывает снижение в клинопироксенах ТРЗЭ совместно с Y, Zr, Sr, ЛРЗЭ. Изучение клинопироксенов из перидотитовых ксенолитов Японской дуги показало, что они несут признаки метасоматического обогащения мантийного источника, по крайней мере, источника субщелочных базальтов (Abe et al., 1998). Клинопироксены базальтоидов ранней вулканической ассоциации ( $O_3-S_1$ ). Клинопироксены из нижнекабанских и нижнекрасноуральских толеитовых базальтоидов характеризуются низкими содержаниями РЗЭ и заметно обеднены ЛРЗЭ. Сравнение с клинопироксенами мантийных перидотитов показывает, что состав мантийного источника толеитовых базальтоидов мог соответствовать шпинелевому гарцбургиту либо деплетированному шпинелевому лерцолиту (рис. 5.18).

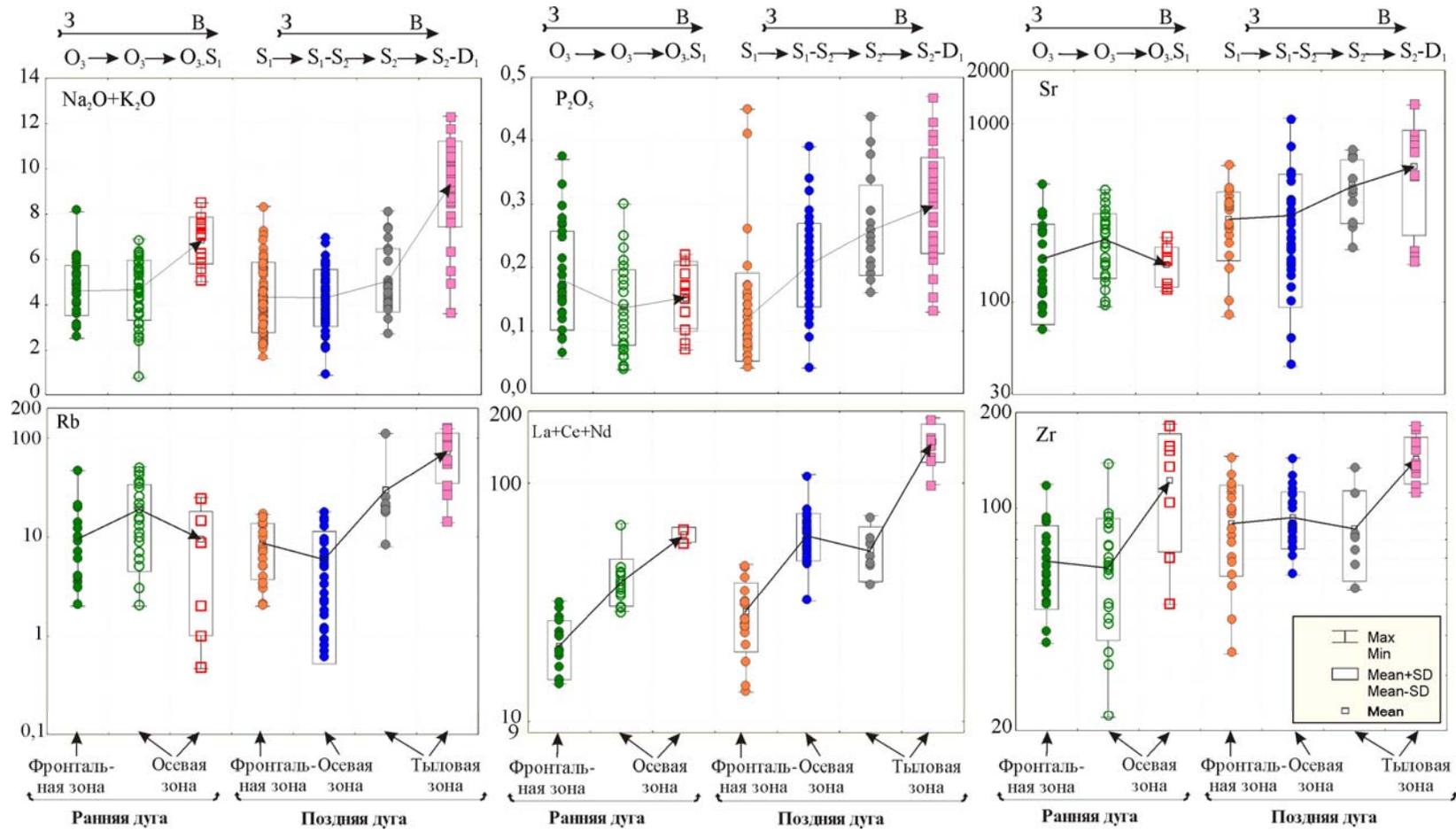


Рис. 5.16. Изменение содержаний  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Sr, Rb, ЛРЗЭ ( $\text{La}+\text{Ce}+\text{Nd}$ ), Zr в базальтоидах ( $\text{O}_3\text{-D}_1$ ) Тагильской структуры с запада на восток. Значками показаны базальтоиды комплексов:  $\text{O}_3$  - нижнекабанского и нижнекрасноуральского (зеленый залитый кружок),  $\text{O}_3$  - верхнекабанского (зеленый незалитый кружок),  $\text{O}_3\text{-S}_1$  - верхнекрасноуральского (красный незалитый квадрат),  $\text{S}_1$  - павдинского и липовского (оранжевый кружок),  $\text{S}_1\text{-S}_2$  - именновского (синий кружок),  $\text{S}_2$  - гороблагодатского (серый кружок),  $\text{S}_2\text{-D}_1$  - туринского (розовый квадрат).

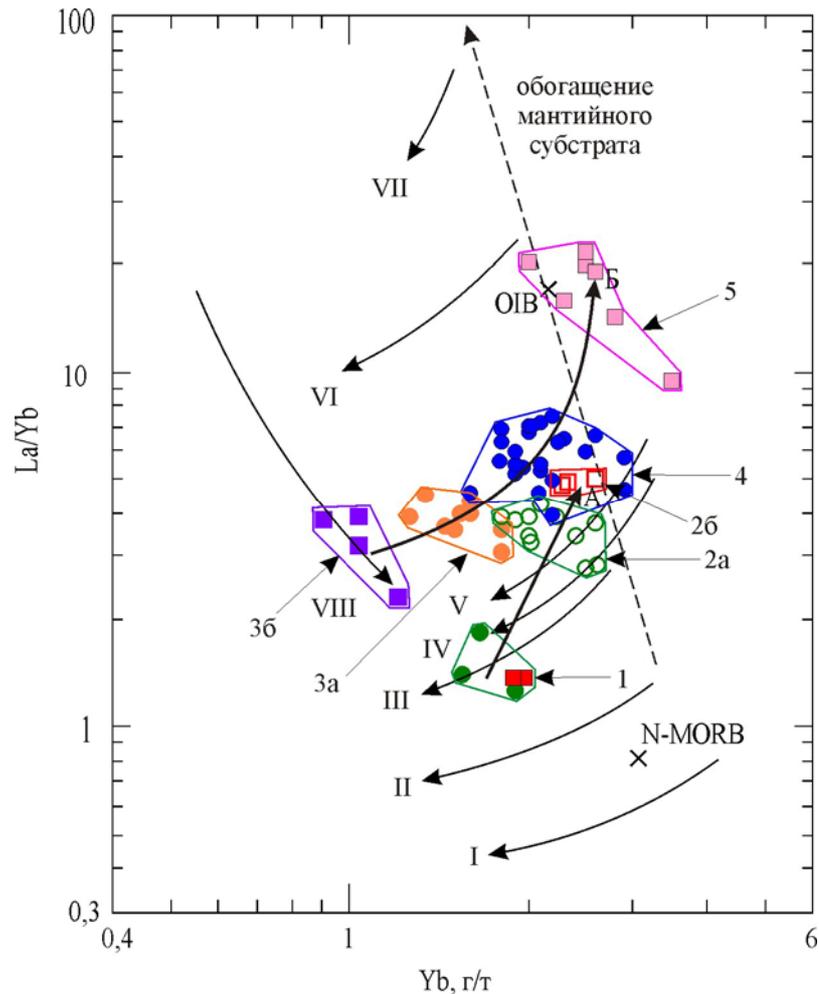


Рис. 5.17. Вариационная диаграмма La/Yb-Yb для базальтоидов (O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>) Тагильской структуры. Условные обозначения базальтоидов см. рис. 5.1. А, Б – предполагаемое изменение состава мантийного субстрата раннепалеозойских базальтоидов: А – ранней ассоциации (O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>), Б – поздней ассоциации (S<sub>1-2</sub>-D<sub>1</sub>). I-VIII – тренды плавления мантийного субстрата по (Дриль, Елизарова, 2003): I – деплетированного плагиоклазового лерцолита (степень плавления 2-20%), II – деплетированного шпинелевого лерцолита (степень плавления 2-20%), III, IV, V – примитивного шпинелевого лерцолита (степень плавления 2-20%), VI, VII – метасоматически обогащенного лерцолита с амфиболом (1,2 об.% и 4,6 об.%, степень плавления 2-15%), VIII – примитивного гранатового лерцолита (степень плавления 2-20%).

Клинопироксены верхнекабанских и верхнекрасноуральских известково-щелочных базальтоидов заметно обогащены ЛРЗЭ и особенно сильно СРЗЭ. Основным источником этих элементов в перидотитах мог быть амфибол (амфибол-шпинелевые перидотиты). Клинопироксены из базальтоидов поздней вулканической ассоциации (S<sub>1-2</sub>-D<sub>1</sub>). Клинопироксены из высокомагнезиальных базальтоидов липовского комплекса существенно обеднены ТРЗЭ, что указывает на присутствие граната в источнике плавления (гранат-шпинелевые лерцолиты).

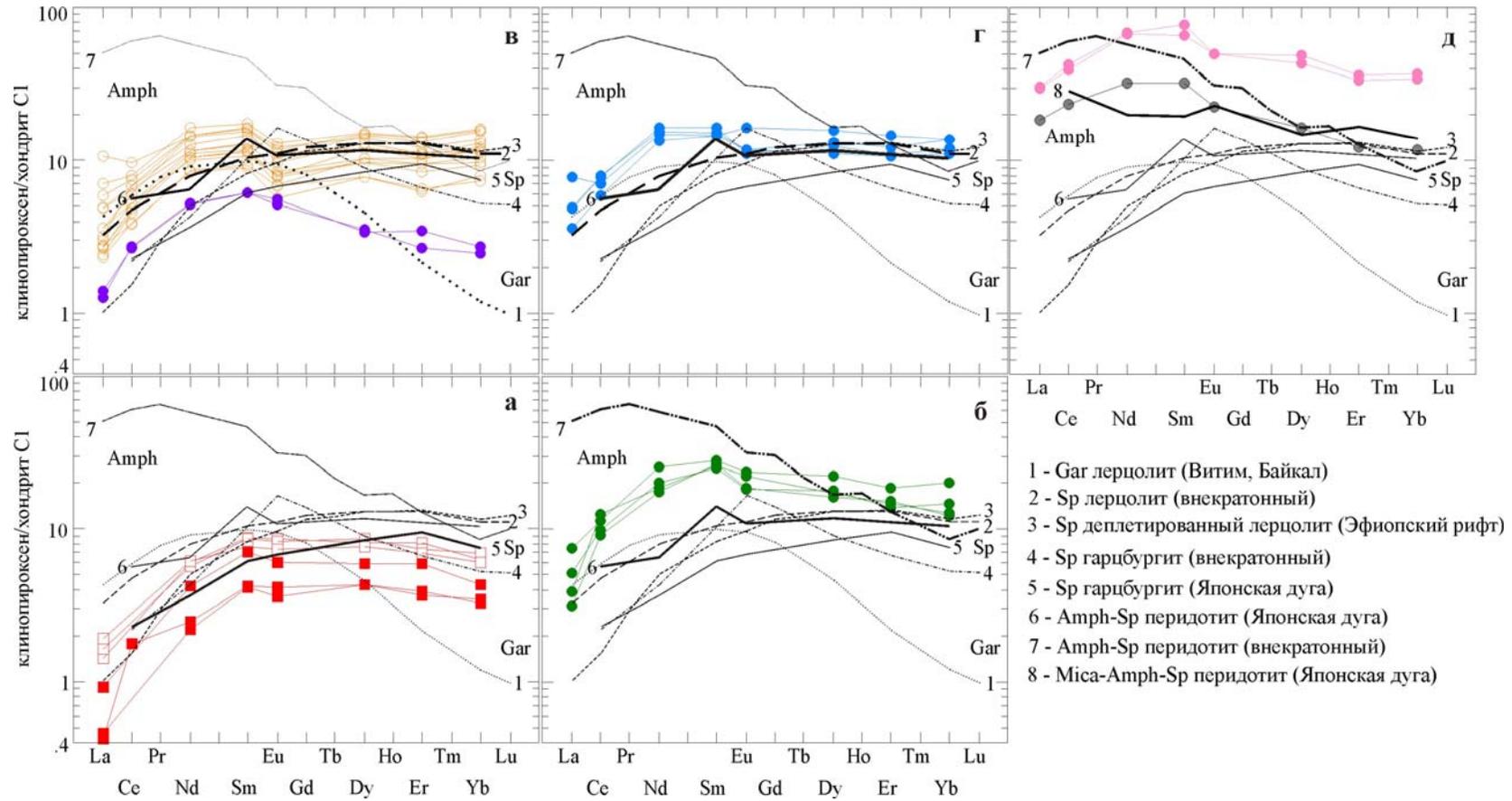


Рис. 5.18. Распределение РЗЭ в клинопироксенах из базальтоидов Тагильской структуры. Клинопироксены из базальтоидов (O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>) Тагильской структуры (а-д): а – нижнекабанские (красный незалитый квадрат) и нижнекрасноуральские (красный залитый квадрат); б - верхнекабанские и верхнекрасноуральские (зеленый кружок); в – павдинские (оранжевый кружок) и липовские (фиолетовый кружок); г – именновские (голубой кружок); д – гороблагодатские (серый кружок) и туринские (розовый кружок). 1-4, 7 – клинопироксены из ксенолитов перидотитов внутриплитных обстановок по (Pearson et al., 2003); 5, 6, 8 - клинопироксены из ксенолитов перидотитов Японской дуги по (Abe et al., 1988).

В отличие от липовских содержание и распределение РЗЭ в клинопироксенах павдинских и именовских известково-щелочных базальтоидов соответствует клинопироксенам амфибол-содержащих или фертильных шпинелевых лерцолитов. Клинопироксены туринских субщелочных базальтоидов обогащены всеми РЗЭ, клинопироксены гороблагодатских базальтоидов переходного типа - ЛРЗЭ. Это является признаком присутствия амфибола и слюды в перидотитах, то есть метасоматического обогащения источника. Таким образом, состав источника плавления (мантийных перидотитов) раннепалеозойских базальтоидов изменялся от деплетированного к фертильному и обогащенному.

2. Наблюдается фракционирование легкоподвижных во флюидах и в расплавах КИЛЭ и ЛРЗЭ: с удалением зоны генерации магм от фронта в вулканиках снижаются содержания элементов с коэффициентами распределения  $K_D$  минерал/флюид <  $K_D$  минерал/расплав (уменьшаются отношения U/Th, Pb/Nb, Pb/Nd, Pb/Ce, Ba/Th и др.) (Elliott et al., 1997; Kent, Elliott, 2002; Morris, Ryan, 2003). Однако указанная зависимость может частично нивелироваться за счет метасоматического обогащения мантийного субстрата и уменьшения степени плавления в тыловой зоне дуг.

Обогащение островодужных базальтоидов легкоподвижными элементами (B > Cs > Pb > Rb > Ba, Sr, Be ~ U > Th, La-Nd) (Schmidt, Poli, 2003) рассматривается как доказательство участия осадков и измененных базальтов океанической коры в генезисе вулкаников (Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Brenan et al., 1995). Субдуцируемая плита между глубоководным желобом и вулканическим фронтом (в зоне высоких давлений и низких температур) изменяется в условиях зеленосланцевой, амфиболитовой и эклогитовой фаций. Высвобождение подвижных элементов из субдуцируемой плиты в мантийный клин, при удалении от желоба к тылу дуг, контролируется стабильностью водосодержащих метаморфических минералов и сменой их ассоциаций в зоне прогрессивного метаморфизма (Tatsumi, 1991; Morris, Ryan, 2003; Schmidt, Poli, 2003 и др.). Поэтому, в мантийный источник от фронта к тылу дуг снижается вклад субдукционного флюидного компонента (обогащенного B, Cs, Pb, Rb, Ba, Sr, Be), а доля частичных расплавов (обогащенных U, Th, La-Nd) в составе субдукционного компонента возрастает (Elburg et al., 2002; Kent, Elliott, 2002). Кроме того, от фронта к тылу дуг изменяется состав флюидов - снижается содержание элементов, отделяющихся преимущественно от осадков (Pb, B), и возрастает содержание элементов, отделяющихся от измененных базальтов (Ba, Be, Sr, Rb) океанической коры (Brenan et al., 1998; Schmidt, Poli, 2003). Следовательно, мантийный субстрат во фронтальной зоне дуг будет обогащаться флюидным компонентом, а в тыловой зоне частичными расплавами за счет осадков или базальтов субдуцируемой плиты.

С запада на восток в базальтоидах Тагильской структуры содержания Th и Ce значительно возрастают (рис. 5.19, 5.20). Содержания Ba и Pb в базальтоидах нормальной щелочности практически не изменяются, в среднем, незначительно снижаясь в базальтоидах осевой зоны относительно фронтальной, но возрастают в субщелочных базальтоидах тыловой зоны палеодуги. Pb/Ce и Ba/Th отношения в базальтоидах ранней и поздней вулканических ассоциаций снижаются с запада на восток - от фронтальной зоны к осевой. В тыловой зоне палеодуги отношение Ba/Th возрастает примерно до уровня фронтальной зоны, отношение Pb/Ce остается на уровне этого значения в осевой зоне, снижаясь относительно фронтальной зоны. Поведение Ba, Pb и Th, Ce в базальтоидах Тагильской структуры (с запада на восток) соответствует характеру и особенностям фракционирования легкоподвижных во флюидах и в расплавах элементов-примесей с удалением зоны генерации магм от фронта ОД. Изменения содержаний и отношений этих элементов можно интерпретировать следующим образом. С запада на восток – с удалением от фронта субдукционный компонент, метаморфизирующий мантийный субстрат, обеднялся флюидами (обогащенными Pb, Ba) и обогащался частичными расплавами за счет осадков (обогащенными Th, Ce).

3. Закономерное изменение условий эволюции магм связано с увеличением степени дифференциации расплавов, что проявляется в возрастании их железистости и обогащении наиболее некогерентными элементами (увеличение La/Yb, Rb/Sr, Sr/Ca, Ba/Ca и снижение K/Rb), и с увеличением степени окисленности магм (Фролова, Бурикова, 1997).

С запада на восток (с удалением от фронта) в базальтоидах ранней и поздней ассоциаций возрастает железистость  $f=Fe/(Fe+Mg)$  и происходит накопление наиболее некогерентных элементов (La/Yb, Rb/Sr), а также возрастает степень окисленности магм (увеличиваются отношение  $Fe_2O_3/FeO$ ) (рис. 5.21).

Таким образом, поперечную зональность в Тагильской структуре с запада на восток можно объяснить изменением состава источника от деплетированного к обогащенному, возрастанием глубины очага и снижением степени плавления, снижением поступления субдукционного водного флюида, закономерными изменениями условий эволюции магм. Подобные поперечные изменения состава и геохимических особенностей базальтоидов наблюдаются в современных островных дугах с удалением от фронтальных зон к тыловым.

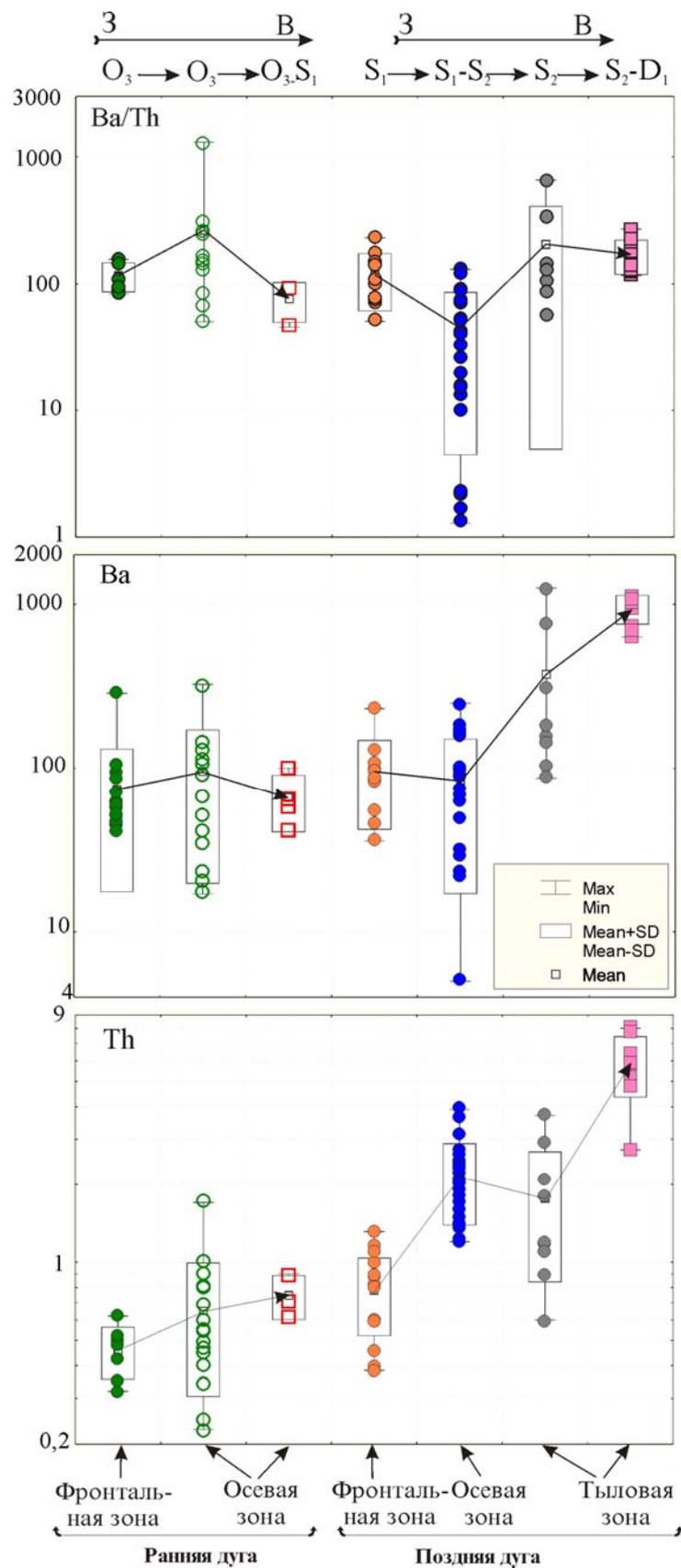


Рис. 5.19. Изменение содержаний Ba и Th и отношения Ba/Th в базальтоидах ( $O_3$ - $D_1$ ) Тагильской структуры с запада на восток.

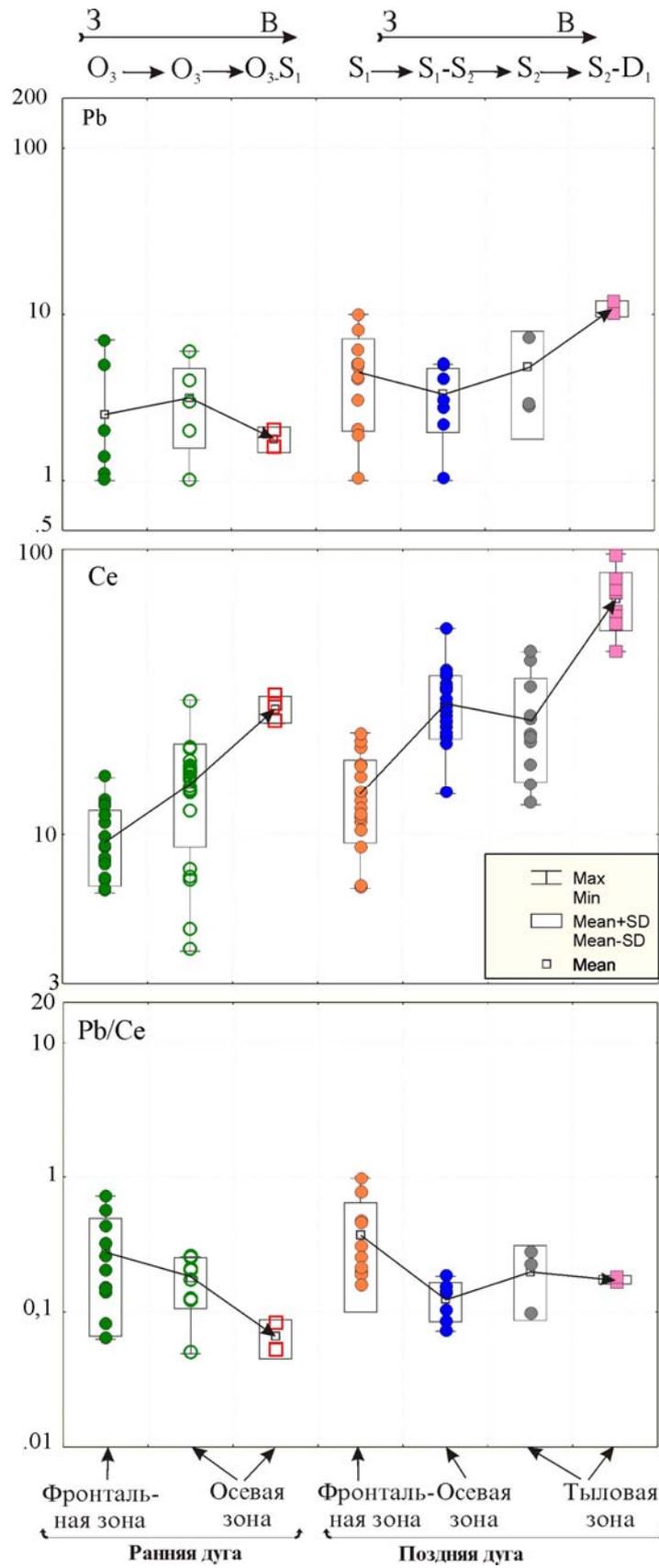


Рис.5.20. Изменение содержаний Pb и Ce и отношения Pb/Ce в базальтоидах ( $O_3-D_1$ ) Тагильской структуры с запада на восток.

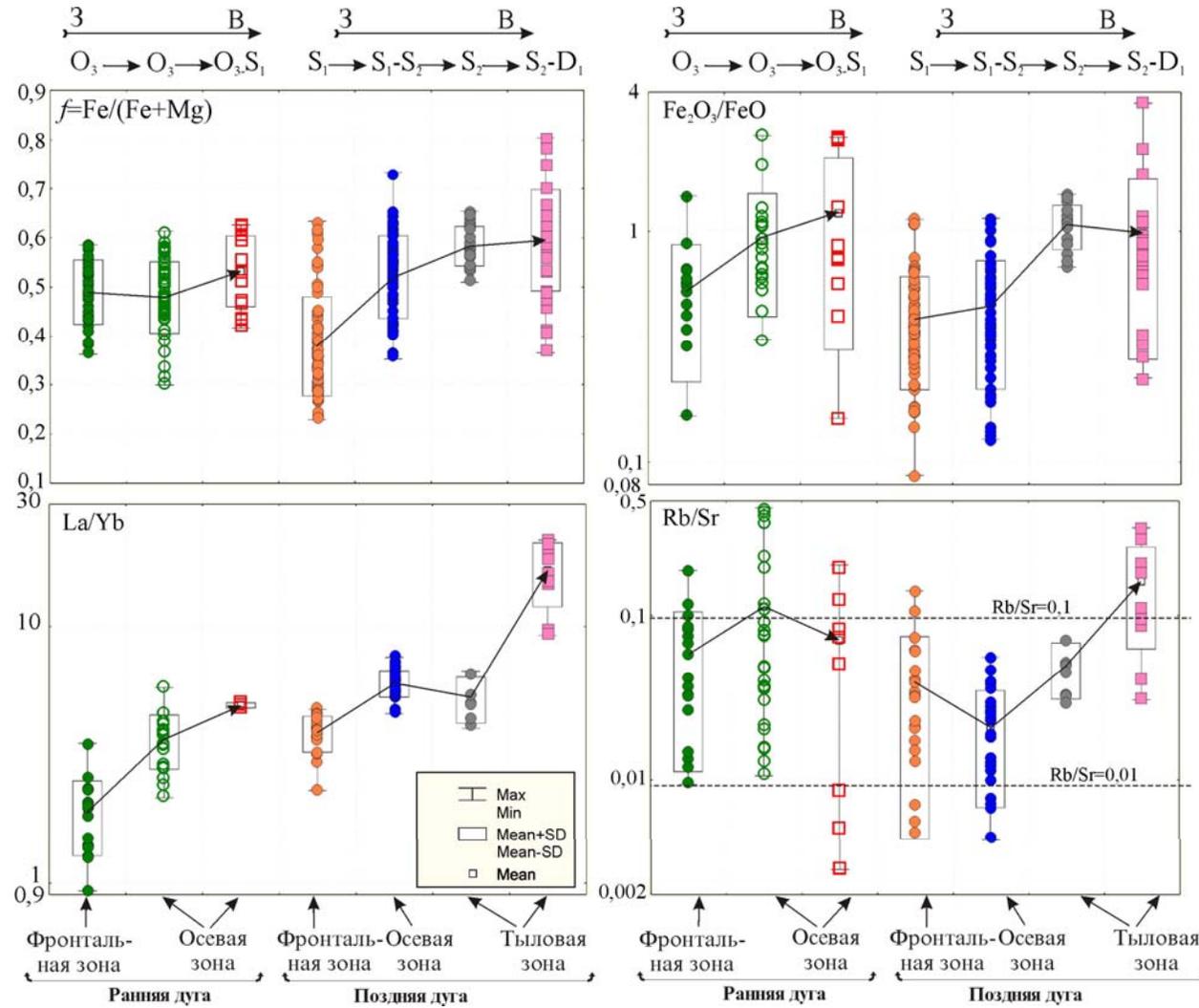


Рис. 5.21. Изменение железистости ( $f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ), степени окисленности ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ) и отношений  $\text{La}/\text{Yb}$ ,  $\text{Rb}/\text{Sr}$  в базальтоидах ( $\text{O}_3\text{-D}_1$ ) Тагильской структуры с запада на восток.

Таким образом, временная последовательность раннепалеозойских вулканических ассоциаций по петрохимическим критериям соответствует островодужной. Геохимические особенности и изотопный состав Sr и Nd раннепалеозойских базальтоидов свидетельствуют об участии в их генезисе деплетированной, метасоматизированной мантии и коры океанического типа, участие древней континентальной коры в их формировании не фиксируется. Это позволяет сделать вывод о том, что, палеогеодинамическая обстановка раннепалеозойского вулканизма отвечала островодужным субокеаническим условиям.

Однако существует проблема, требующая дополнительных объяснений – это присутствие ксеногенных разновозрастных цирконов в раннепалеозойских базальтах. В афировых ферроандезибазальтах именновского комплекса в разрезе СГ-4 были обнаружены цирконы в одной пробе из подошвы лавовой толщи (обр. 1480, глубина 259 м). Датирование цирконов Pb-Pb методом (Разработать..., 1995; Розен и др., 1999) дало возраст  $990 \pm 30$  и  $1100 \pm 30$  млн. лет для прозрачных субпризматических кристаллов со сглаженными контурами, и  $1450 \pm 40$ ,  $1550 \pm 50$  и  $1660 \pm 10$  млн. лет для бурых непрозрачных изометричных зерен. Возраст цирконов значительно древнее силурийского возраста вмещающих их именновских вулканитов (~430-416 млн. лет), то есть, цирконы в базальтах являются ксеногенными. Изотопный состав Sr и Nd базальтоидов не фиксирует участие раннерифейской коры в их формировании. Это не исключает возможность контаминации расплавов на нижнекоровом уровне, если предположить, что вещество древней коры, за исключением цирконов, было уже полностью переработанным. Однако на ограниченную сохранность цирконов в базальтовых расплавах указывают результаты экспериментальных исследований, показавшие возможность полного их растворения при  $P=3\text{кб}$  и  $T=1200^{\circ}\text{C}$  в течение 24 часов (Левченков и др., 1998). Вместе с тем, в том же образце присутствуют кристаллы сульфидов с изотопным составом серы в пирите ( $\delta^{34}\text{S}=-20,3$ ) и халькопирите ( $\delta^{34}\text{S}=-12,4$ ) значительно фракционированным и облегченным, что свойственно осадочным сульфидам (Разработать..., 1995; Розен и др., 1999). Поэтому, не исключено, что разновозрастные окатанные цирконы представляют собой тяжелую фракцию осадка, захваченного базальтовой магмой при излиянии на поверхность.

Проблема объяснения присутствия ксеногенных разновозрастных цирконов в раннепалеозойских базальтах существует для всего Урала и требует дополнительных исследований. По мнению (Бочкарев, Язева, 2000) рифтогенез в рифее – венде происходил неоднократно. Если восстанавливать допалеозойские события для Урала, то следует отметить следующие. В раннем - среднем рифее на территории Балтии (входящей в состав Родинии) имели место события внутриконтинентального растяжения, рифтогенеза (и орогенеза?). Они фиксируются на западном склоне Южного Урала (Башкирский антиклинорий)

по щелочным базальтоидам айской свиты ( $1615 \pm 45$  млн. лет), гранитам рапакиви Бердяшского массива ( $1348 \pm 16$  млн лет), прорывающих доломиты и известняки саткинской свиты, и по кислым вулканитам машакской свиты (U-Pb возраст по цирконам  $1348 \pm 30$  млн. лет, согласующийся с Rb-Sr изохроной по валовым пробам  $1341 \pm 41$  млн. лет, и модельным Sm/Nd возрастом истощенного ЛРЗЭ резервуара  $T_{DM} = 1684 - 2090$  млн. лет) (Иванов, 1998 со ссылками).

Магматические события в позднем рифее - венде (между  $\sim 1000$  и  $510$  млн. лет) связывают с распадом Родинии и раскрытием Палеоуральского океана, формированием пассивной восточной окраины Балтии (Восточно-Европейского континента) (Khain et al., 2003). Эти события восстанавливаются по рифтогенному субщелочному магматизму на Среднем Урале в Кваркушской зоне: благодатский, кусьинский комплексы датированы  $608 \pm 3$  (Rb-Sr) -  $627 \pm 57$  (Sm-Nd) млн. лет (Карпухина и др., 1999), и на Южном Урале по базальтам аршинской свиты возрастом  $677 \pm 31$  млн. лет (Rb-Sr) (Горожанин, 1995). На Полярном Урале (Енгане-Пе) формировались офиолиты и комплексы островодужной природы  $\sim 670 - 690$  млн. лет (Scarrow et al., 2001). Широкое распространение рифейских образований (на Урале, в Казахстане, Тянь-Шане, Западной Сибири, в обрамлении Сибирской платформы), указывающее на одновременность их формирования (Иванов, 1998), позволяет предположить присутствие фрагментов рифейских и более древних террейнов (пене-пленов) в Палеоуральском океане.

Силурийскую островную дугу (от Полярного до Южного Урала) сопоставляют (Бочкарев, Язева, 2000) с современными дугами западной окраины Тихого океана, в Тагильской палеодуге выделяют юную ( $O_3 - S_1$ ) и развитую ( $S_2 - D_1$ ) стадии формирования (Петров, Григорьев, 2001). Время собственно островодужного вулканизма в Тагильской зоне на Среднем Урале по палеонтологическим и изотопным данным ограничивается поздним ордовиком ( $450$  млн. лет) - ранним девоном ( $401 - 408$  млн. лет) и составляет около  $40 - 50$  млн. лет. Ранние ( $O_3 - S_1$ ) вулканические ассоциации Тагильской структуры (ранней дуги) представлены преимущественно эффузивными образованиями толеитовой и известково-щелочной серий. Поздние ( $S_{1-2} - D_1$ ) вулканические ассоциации (поздней дуги) представлены эффузивными образованиями известково-щелочной (преобладают) и шонитовой серий, и сопровождаются мощными толщами вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород.

Андезитовый магматизм в Тагильской структуре (павдинско-липовские базальтоиды и комагматичные им габбро, диориты и трондьемиты левихинского комплекса), с которым в современных дугах связывается переход к развитой стадии (Петрология..., 1987), происходил в раннем силуре. Выделенные формационные ряды раннепалеозойских вул-

канических ассоциаций могут представлять образования двух (ранней и поздней) или большего количества дуг, либо две или более последовательные стадии формирования древней дуги, поэтому современную Тагильскую структуру, вероятно, следует рассматривать как аккретированную островную дугу.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение раннепалеозойских ( $O_3-D_1$ ) базальтоидов южной части Тагильской зоны показало следующее:

Вулканические ассоциации южной части Тагильской зоны образуют два формационных ряда.

Формационный ряд *позднего ордовика – раннего силура* включает

1. базальтовую, содержащую плагиориодациты, нижнекабанскую ассоциацию ( $O_3$ ),
2. базальт-плагиодацит-плагиориолитовую верхнекабанскую ( $O_3$ ),
3. андезибазальт-андезит-плагиодацитовую красноуральскую ( $S_1$ ).

Формационный ряд *силура – раннего девона* включает

1. базальт-андезибазальт-андезит-плагиориодацитовую павдинско–липовскую ассоциацию ( $S_1$ ),
2. базальт-андезибазальтовую именновскую ( $S_{1-2}$ ),
3. базальтовую, содержащую дациты, гороблагодатскую ( $S_2$ ),
4. шошонит-латитовую туринскую ( $S_2-D_1$ ).

Характер и обстановка базальтоидного вулканизма изменялись во времени. В позднем ордовике - раннем силуре доминировал эффузивный вулканизм в подводной обстановке (подушечные лавы и гиалокластиты кабанского и красноуральского комплексов). В силуре – раннем девоне базальтоидный вулканизм эффузивно-эксплозивного типа проходил в подводной обстановке (подушечные лавы и туфы павдинского-липовского, именновского и гороблагодатского комплексов) и в подводной-субаэральной обстановке (подушечные лавы, субвулканические тела и игнимбритоподобные лаво- и гиалокластиты туринского комплекса).

Базальтоиды преобразованы в эпидот-хлоритовой и пренит-пумпеллиитовой субфациях регионального метаморфизма, из темноцветных минералов первичный состав сохраняет только клинопироксен, плагиоклаз замещен альбитом, стекло - вторичными минералами. В ранних ( $O_3-S_1$ ) вулканических ассоциациях (нижнекабанской, верхнекабанской и красноуральской) преобладают афировые базальтоиды, мелкопорфировый облик изредка имеют верхнекабанские и красноуральские базальтоиды. Микровкрапленники клинопироксенов из нижнекабанских базальтов имеют состав высокомагнезиального авгита – эндиопсида, состав клинопироксенов из верхнекабанских и красноуральских базальтоидов изменяется от высокомагнезиального авгита, изредка диопсида во вкрапленниках до железистого авгита в микролитах. В вулканических ассоциациях ( $S_{1-2}$ ) (павдинско-липовской и именновской) доминируют порфировые базальтоиды. По преобладанию во вкрапленниках клинопироксена либо плагиоклаза выделены *магнезиальные и глинозе-*

*мистые разности (петротипы)* базальтоидов. Клинопироксены из них представлены 3-4-мя генерациями, имеют сложную зональность, их состав изменяется от высокомагнезиальных авгитов - эндиопсидов во вкрапленниках до железистых авгитов - ферроавгитов в микролитах. Среди именованных базальтоидов присутствуют обильноминдалекаменные афировые разности с редкими микровкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена авгита довольно однородного состава. Базальтоиды поздних вулканических ассоциаций (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>): редкопорфировые ферробазальты (гороблагодатские), редкопорфировые и порфировые латиты и обильнопорфировые шошониты (туринские). В этих породах во вкрапленниках плагиоклаз преобладает над клинопироксеном, присутствуют микровкрапленники титаномагнетита и акцессорные минералы: апатит, ильменит, сфен. Клинопироксены вкрапленников салиты – высококальциевые авгиты и ферросалиты-ферроавгиты в микролитах.

Раннепалеозойские базальтоиды принадлежат к следующим петрохимическим сериям: в *позднем ордовике – раннем силуре*: На толеиты (O<sub>3</sub>) сменяются известково-щелочными К-На базальтами (O<sub>3</sub>) и На андезибазальтами-андезитами (S<sub>1</sub>); в *силуре – раннем девоне*: известково-щелочные высокомагнезиальные К-На, На базальты-андезибазальты-андезиты (S<sub>1</sub>) сменяются известково-щелочными и толеитовыми На базальтами-андезибазальтами (S<sub>1-2</sub>), затем К-На базальтами переходного к субщелочному типу (S<sub>2</sub>) и К шошонитами-латитами (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>). Базальтоидный вулканизм (O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>) в южной части Тагильской зоны развивался, в целом, от однородного толеитового к дифференцированному известково-щелочному и, затем, к субщелочному шошонитовому. Последовательность петрохимических серий базальтоидов позволяет охарактеризовать геодинамическую обстановку их формирования как островодужную.

Общими геохимическими особенностями базальтоидов являются отрицательные аномалии ВЗЭ (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Y) и максимумы КИЛЭ (К, Rb, Ba, Pb) относительно N-MORB, низкие относительно хондрита содержания ТРЗЭ и высокие ЛРЗЭ. Значительным дефицитом ВЗЭ и ТРЗЭ, и невысокими содержаниями КИЛЭ и ЛРЗЭ характеризуются нижнекабанские толеиты, начинающие ряд ранних (O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>) вулканических ассоциаций, и павдинско-липовские высокомагнезиальные базальтоиды, начинающие ряд поздних (S<sub>1-2</sub>-D<sub>1</sub>) вулканических ассоциаций. Содержание КИЛЭ и ЛРЗЭ, и обогащение КИЛЭ/ВЗЭ и ЛРЗЭ/ТРЗЭ последовательно возрастают в каждом формационном ряду и, в целом, от толеитовых базальтоидов к известково-щелочным и к субщелочным.

Геохимические особенности базальтоидов объясняются формированием их расплавов из мантийного источника в присутствии водных флюидов, о чем свидетельствует характер отношений между элементами-примесями. В них наблюдается прямая зависимость

между Nb/Ta и Zr/Hf, Th/Yb и La/Yb, не характерна для базальтов СОХ и континентальных рифтов (КР), но типичная для базальтов островных дуг (ОД). Низкие значения указанных отношений объясняются предшествующим плавлению взаимодействием мантийного субстрата с водным флюидом, равновесным с эклогитовой рутил-содержащей ассоциацией; высокие значения указывают на снижение в составе метаморфизирующего компонента водного флюида и возрастание доли расплава.

Флюиды и расплавы, поступавшие в мантийный источник, имели субдукционную природу. Базальтоиды (O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>) Тагильской структуры, как и базальты ОД, почти на порядок обогащены КИЛЭ/ВЗЭ и ЛРЗЭ/ТРЗЭ (Sr/Nb, Ba/Nb, Pb/Y, La/Yb и др.) относительно базальтов СОХ, ОО и КР. Они характеризуются дефицитом Та, что соответствует высокой степени плавления, но при этом, обогащены Th (имеют высокое Th/Ta отношение). Дополнительное поступление Th в источник плавления возможно с субдукционным компонентом, формирующимся за счет океанических осадков. Для оценки воздействия субдукционного флюида на мантийный источник проведены расчеты содержания Nb и Th в базальтовых расплавах из метасоматизированных флюидами перидотитов при различной степени плавления по модели (Brenan et. al., 1995). Эти расчеты показали, что поступление флюидов, равновесных с рутил-содержащей эклогитовой ассоциацией, в мантийный источник составляет около 10-20%. Подобные оценки получены для базальтов современных ОД. Расчетная степень плавления для базальтоидов с низким содержанием Nb (<N-MORB) (кабанского и красноуральского, павдинского и липовского комплексов) составляет ~20%; для базальтоидов с более высоким содержанием Nb (~N-MORB) (именновского и гороблагодатского, и туринского комплексов) степень плавления снижается до 10% и 5%, соответственно. Такая последовательность согласуется с изменением состава и геохимических особенностей базальтоидов во времени и с удалением от фронта в современных ОД.

Петрохимическая зональность в разновозрастных базальтоидах западной и восточной части Тагильской структуры, несмотря на сложную картину, позволяет идентифицировать западную часть структуры как фронтальную, а восточную как тыловую зону вулканического фронта островной дуги или островодужной системы. Одновозрастные базальтоиды позднего ордовика (нижнекабанские на западе и нижнекрасноуральские на востоке) и раннего силура (павдинские на западе и липоские на востоке) могли формироваться в пределах единого вулканического фронта в параллельных грядах (современный аналог – Курильская дуга). *На западе* базальтоиды кристаллизовались из более дифференцированных расплавов, здесь породы и ранние генерации клинопироксенов характеризуются меньшей магнезиальностью. Формирование более дифференцированных расплавов во

фронтальной части вулканического фронта Курильской дуги связывают с большей мощностью островодужной коры (Bindeman, Bailey, 1999). На востоке реконструируется тыловая зона вулканического фронта по возрастанию глубины очага плавления базальтоидов липовского комплекса ( $S_1$ ).

Поперечная зональность проявляется в Тагильской структуре с запада на восток в том, что толеитовые базальтоиды сменяются известково-щелочными и субщелочными калиевыми. В базальтоидах ранней ( $O_3-S_1$ ) и поздней ( $S_{1-2}-D_1$ ) вулканических ассоциаций с запада на восток возрастает общая щелочность, содержание Sr, Rb и др. КИЛЭ, ЛРЗЭ (La+Ce+Nd), Zr и др. ВЗЭ. Подобная зональность типична для ОД, она объясняется (Kuno, 1966; Whitford, 1975; Tatsumi, 1991) закономерными изменениями условий генерации и эволюции магм с удалением от фронта дуг: возрастанием глубины и снижением степени частичного плавления, изменением состава источника от деплетированного к обогащенному.

Состав мантийного источника раннепалеозойских базальтоидов, по содержанию и степени фракционирования РЗЭ в базальтоидах и в клинопироксенах, изменялся от деплетированного шпинелевого лерцолита или шпинелевого гарцбургита (толеиты  $O_3$ ) к амфибол-шпинелевому лерцолиту (известково-щелочные базальтоиды  $O_3-S_{1-2}$ ) и к обогащенному перидотиту, содержащему слюду и амфибол (шошониты, латиты  $S_2-D_1$ ). Источником высокомагнезиальных известково-щелочных базальтоидов ( $S_1$ ) на востоке мог служить гранатовый лерцолит.

Метасоматическое обогащение мантийного субстрата базальтоидов Тагильской структуры с запада на восток прослеживается так же по возрастанию в них ЛРЗЭ и Th относительно КИЛЭ и Pb. Подобная зональность наблюдается в островных дугах с удалением от фронта, она возникает при снижении в составе субдукционного компонента, метасоматизирующего мантийный субстрат, доли флюида и увеличении доли расплава (Kent, Elliott, 2002 и др.). С запада на восток в базальтоидах снижаются Pb/Ce и Ba/Th отношения, за исключением субщелочных разностей в тыловой зоне, где нивелирование отношений связано с плавлением более глубинного субстрата.

Геохимические особенности раннепалеозойских базальтоидов Тагильской структуры показывают участие в их генезисе деплетированной, метасоматизированной, мантии и коры океанического типа. Сопоставление раннепалеозойских базальтоидов с базальтоидами современных обстановок по геохимическим особенностям, показало, что их формирование происходило в островодужной обстановке, в субокеанических условиях без участия континентальной коры. Это подтверждается данными исследований изотопного состава Sr и Nd вулканогенных пород ( $O_3-S_{1-2}$ ) (Розен и др., 1999; Бубнов и др., 2001).

Время собственно островодужного вулканизма в Тагильской зоне на Среднем Урале по палеонтологическим и изотопным данным ограничивается поздним ордовиком (448 млн. лет) - ранним девоном (401 – 408 млн. лет) и составляет около 40-50 млн. лет. Современную Тагильскую структуру можно рассматривать как аккретированную островную дугу. Выделенные формационные ряды вулканических ассоциаций могут представлять образования двух (ранней и поздней) или более дуг, либо, как минимум, две последовательные стадии формирования древней дуги.

**Список использованных источников**

1. Авдейко Г.П. Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования //Геотектоника.- 1994.- №2.- С.19-32.
2. Авдейко Г.П. Геодинамические условия магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы /Авдейко Г.П., Палуева А.А. //Вулканизм и геодинамика: Сб. науч. тр. II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии.- Екатеринбург: УрО РАН, 2003.- С.164-169.
3. Агеева С.Т. Палеогеоструктурные реконструкции Тагильской островодужной системы //Уральская сверхглубокая скважина.- Ярославль: ГНПП "Недра", 1992.- С.166-174.
4. Башта К.Г. Геологический разрез Уральской СГ-4 (0-5354 м) /Башта К.Г., Шахторина Л.Н., Кускова В.Н. //Результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4): Сб. науч. тр.- Ярославль, 1999.- Вып.5.- С.25-36.
5. Бочкарев В.В. Субщелочной магматизм Урала /Бочкарев В.В., Язева Р.Г.- Екатеринбург: УрО РАН, 2000.- 256 с.
6. Бубнов С.Н. Возраст вулканитов разреза СГ-4 и околоскважинного пространства и время их метаморфических преобразований: данные изотопной геохронологии //Результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 (1999-2000 гг.). Научное бурение в России: Сб. научных трудов /Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д.- Ярославль: ФГУП НПЦ "Недра", 2001.- Вып. 7.- С.213-237.
7. Варганов В.Г. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала /Варганов В.Г., Анцигин Н.Я., Наседкина В.А. и др.- М.: Недра, 1973.- 285 с.
8. Викентьев И.В. Метаморфизм в разрезе Уральской сверхглубокой скважины: минеральные парагенезисы и эволюция флюидного режима /И.В. Викентьев, В.Л. Русинов, И.П. Лапутина, Л.П. Носик //Результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4): Сб.научн. тр.- Ярославль: ФГУП НПЦ "Недра", 1999.- Вып.5.- С.185-236.
9. Гатинский Ю.Г. Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения. /Гатинский Ю.Г., Рудквист Д.В., Владова Г.Л., Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В., Рожкова В.В., Соловьев А.А. //Вестник ОГГГТ РАН.- 2000.- №2(12).
10. Горожанин В.М. Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук.- Екатеринбург: ИГГ УНЦ РАН, 1995.

11. Ефремова С.В. Петрохимические методы исследования горных пород /Ефремова С.В., Стафеев К.Г.- М.: Недра, 1985.- 511 с.
12. Зенков И.И. Закономерности развития вулканизма в силуре и девоне южной части Тагильского прогиба /Зенков И.И., Коровин Н.Ф. //Палеовулканологические карты и металлогеническая специализация древнего вулканизма Урала.- Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985.- С.123-127.
13. Зоненшайн Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР /Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.- М.: Недра, 1990.- Кн.1.- 328 с.
14. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала: Дис. ... д-ра геол.- минерал. наук.- Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998.- 252 с.
15. Иванов К.С. Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых отложений раннего палеозоя, вскрытых Уральской сверхглубокой скважиной СГ-4 /Иванов К.С., Снигирева М.П., Мянник П., Бороздина Г.Н. //Литосфера.- 2004.- №4.- С.89-101.
16. Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4.-Екатеринбург: УрО РАН, 2000.-277 с.
17. Каретин Ю.С. К петрологии вулканических комплексов разреза СГ-4: сопоставления с мировыми эталонами //Проблемы петрогенезиса и рудообразования.- Екатеринбург: УрО РАН, 1998.- С.84-86.
18. Каретин Ю.С. Концепция нестандартного геодинамического цикла в подвижных поясах континентов, на материалах по полигону Уральской сверхглубокой скважины //Новые идеи в науках о Земле.- М., 1997.- Т.1.- С.59.
19. Каретин Ю.С. Строение и эволюция земной коры главного эвгеосинклиноального пояса Урала на полигоне сверхглубокой скважины СГ-4 //ИГИГ: Основные научные достижения за 1992-1996 г.г.- Екатеринбург: УрО РАН, 1996.- С.166-172.
20. Каретин Ю.С. Эволюция вулканизма Тагильского сегмента пояса палеозойского Урала: новые данные и геодинамические интерпретации //Вулканизм и геодинамика: Матер. Докл. II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии.- Екатеринбург: УрО РАН, 2003.- С.269-275.
21. Каретин Ю.С. Эволюция раннегеосинклинального базальтоидного вулканизма Тагильского прогиба //Вулканические образования Урала: Сб. статей.- Свердловск, 1978.- С.69-86.

22. Каретин Ю.С. Палеозойский вулканизм и геодинамика Тагильской мегазоны Урала: Автореф. Дис. ... д-ра геол.- минерал. наук.- Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2004.- 44 с.
23. Карпухина Е.В. Возраст мафит-ультрамафитового магматизма Западного склона Урала (первые Sm-Nd- и Rb-Sr- данные) /Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З., Лебедев В.А. //ДАН.- 1999.- Т.369, № 6.- С.809-811.
24. Кейльман Г.А. Изучение метаморфических комплексов /Кейльман Г.А., Золоев К.К.- М.: Недра, 1989.- 207 с.
25. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов: Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук.- М.: Недра, 1997.- 248 с.
26. Коротеев В.А. Палеозоны субдукции в геодинамической истории Урала /Коротеев В.А., Язева Р.Г., Иванов К.С., Бочкарев В.В. //Отечественная геология.- 2001.- № 6.- С.50-57.
27. Корреляция магматических комплексов Среднего Урала: Препринт.- Свердловск: УрО АН СССР, 1991.- 74 с.
28. Костюченко С.Л. Особенности строения литосферы Урала по результатам многоволнового глубинного сейсмического зондирования /Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н. //Геотектоника.- 1998.- №4.- С. 3-18.
29. Кузнецов Н.Б. Средне-позднепалеозойское развитие Урала //Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: Тез. докл. Междунар. науч. конф. «Чтения А.Н. Заварицкого», Екатеринбург, 1-4 июля 1999 г.- Екатеринбург: УрО РАН, 1999.- С. 85-88.
30. Кузнецов Н.Б. Позднепалеозойская тектоническая активизация Урала /Кузнецов Н.Б., Шипунов С.В., Павленко Т.И. //Общие и региональные вопросы геологии: Проект А.70 ФЦП «Интеграция».- М.: ГЕОС, 2000.- С.
31. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника //Геотектоника.- 1995.- № 6.- С.3-21.
32. Магматические горные породы.- М.: Наука, 1983.- Т.1.- 367 с.
33. Магматические горные породы.- М.: Наука, 1985.- Т.3.- 488 с.
34. Магматические горные породы.- М.: Наука, 1988.- Т.5.- 508 с.
35. Магматические горные породы //Эволюция магматизма в истории Земли.- М.: Наука, 1987.- Т.6.- 438 с.
36. Метасоматизм и метасоматические породы /Под ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова.- М.: Научный мир, 1998.- 492 с.

37. Мизенс Г.А. Верхнедевонские обломочные комплексы в геологической истории Южного Урала //Геотектоника.- 2002.- №2.- С.43-58.
38. Миронов Ю.В. Вулканизм и океанское колчеданообразование /Миронов Ю.В., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г., Мирлин Е.Г.- М.: Научный мир, 1999.- 176 с.
39. Наркисова В.В. Петрохимические и минералогические особенности вулканитов южной части Тагильской палеодуги (Средний Урал) /Наркисова В.В., Носова А.А., Сазонова Л.В., Розен О.М., Башта К.Г., Гурбанов А.Г. //Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез.- Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2000.- С.32-50.
40. Наркисова В.В. Петрохимия вулканитов разреза Уральской сверхглубокой скважины и условия их образования /Наркисова В.В., Носова А.А., Шахторина Л.Н. //Матер. I-го Всерос. Петрограф. совещания. Кн.2. Формации и серии магматических и метаморфических пород.- Уфа, 1995.- С.104-105.
41. Николаева О.В. К-U-Th систематика земных магматических пород для планетологических сравнений: базальты нормального типа срединно-океанических хребтов Земли и базальтовый материал Венеры //Геохимия.- 1995.- №4.- С. 467-476.
42. Николаева О.В. К-U-Th систематика земных магматических пород для планетологических сравнений: вулканические породы океанических островных дуг Земли и материал поверхности Венеры //Геохимия.- 1997.- №5.- С. 488-512.
43. Носова А.А. Петрология известково-щелочных вулканитов павдинского комплекса Тагильского прогиба по данным изучения зональных клинопироксенов (по материалам Уральской сверхглубокой скважины) /Носова А.А., Сазонова Л.В., Наркисова В.В., Бубнов С.Н., Гурбанов А.Г. //Петрология.- 2000.- Т. 8, № 2.- С.182-198.
44. Носова А.А. Элементы-примеси в клинопироксенах из палеозойских вулканитов Тагильской островной дуги Среднего Урала /Носова А.А., Сазонова Л.В., Наркисова В.В., Симакин С.Г. //Геохимия.- 2002.- №3.- С. 254-268.
45. Пейве А.В. Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1000000 /Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М.- М.: Наука, 1977.- 120 с.
46. Петров Г.А. Тагильская палеоостроводужная система: к вопросу о положении и времени формирования /Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В., Мезенина З.С. //Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез.- Екатеринбург, 2000.- С. 51-64.
47. Петров Г.А. К вопросу о геодинамических реконструкциях Тагильской мегазоны /Петров Г.А., Григорьев А.Г. //Результаты бурения и исследований Уральской

сверхглубокой скважины СГ-4 (1999-2000): Сб. науч. тр.- Ярославль: ФГУП НПЦ "Недра", 2001.- Вып.7.- С.158-162.

48. Петров Г.А. Новые данные по геологии и метаморфизму Салдинского комплекса (Средний Урал) /Петров Г.А., Фриберг П.М., Ларионов А.М., Шмелев В.Р. //Геология и металлогения Урала: Сб. науч. тр.- Екатеринбург, 2000.- С.66-94.

49. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования.- СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995.- 128 с.

50. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород: Учебник.- М.: Логос, 2001.- 768с.

51. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей.- М.: Наука, 1987.- 336 с.

52. Покровский Б.Г. Уральская сверхглубокая скважина: геохимия стабильных изотопов и некоторые параметры гидротермальных рудообразующих систем /Покровский Б.Г., Викентьев И.В., Розен О.М. //Литология и полезные ископаемые.- 1996.- № 2.- С.168-181.

53. Попов В.С. Магматическая эволюция Южного и Среднего Урала: взаимодействие мантийных и коровых источников //Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы: Матер. Второго всеросс. петрогр. совещ., Сыктывкар, 27-30 июня 2000 г.- Сыктывкар: Изд.- полигр. отд. ИГ Коми НЦ УрО РАН «Геопринт», 2000.- Т.IV.- С.127-131.

54. Попов В.С. Изотопный состав Nd и Sr в гранитах Урала как показатель взаимодействия мантия-кора /Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Журавлев Д.З., Осипова Т.А. //ЗВМО.- 2003.- Ч. СXXXII, №.3.- С.16-38.

55. Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала //Геотектоника.- 1993.- №3.- С.18-33.

56. Пысцин А.М. Высокобарический метаморфизм в истории формирования земной коры Урала /Пысцин А.М., Пысцына Ю.И. //Матер. Междунар. (X всерос.) петрограф. совещания Петрография XXI века, г.Апатиты, 20-22 июня 2005 г.- Апатиты: Из-во КНЦ РАН.- 2005.- Т.4.- С.194-195.

57. Розен О.М. Фрагмент энсиматической островной дуги силурийского палеоокеана на Среднем Урале: Тагильская синформа (изотопно-геохимическое исследование керн Уральской сверхглубокой скважины) /Розен О.М., Викентьев И.В., Журавлев Д.З. //Тектоника Азии.- М.: ГЕОС, 1997.- С.182-184.

58. Розен О.М. Тагильская синформа: фрагмент энсиматической островной дуги силурийского палеоокеана (по данным геохимического и изотопного исследований керн

Уральской СГ-4 в интервале 0-4232 м) /Розен О.М., Бибилова Е.В., Викентьев И.В., Журавлев Д.З., Ляпунов С.М., Покровский Б.Г. //Результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4). Научное бурение в России: Сб. научн. тр. ФГУП НПП "Недра".- Ярославль, 1999.- Вып. 5.- С. 113-132.

59. Румянцева Н.А. Уральская СГС. Модель строения палеозойской земной коры /Румянцева Н.А., Башта Г.К., Кукуй А.А., Юшкова Г.А. Львова Е.Б., Шмелева К.Л. //Сверхглубокие скважины России и сопредельных регионов.- Спб., 1995.- 247 с.

60. Румянцева Н.А. Силурийская бонинитовая серия на Урале /Румянцева Н.А., Юшкова Г.А., Шмелева К.Л., Кукуй А.А. //ДАН СССР.- Т.304, №4.- 1989.- С.947-951.

61. Сазонова Л.В. Зональность клинопироксенов как функция условий остывания магматического расплава (на примере единитов Урала) /Сазонова Л.В., Носова А.А. //Геохимия.- 1999.- №12.- С.1-18.

62. Сазонова Л.В. Клинопироксены из вулканогенных пород Тагильского прогиба (по материалам Уральской сверхглубокой скважины) /Сазонова Л.В., Носова А.А., Наркисова В.В., Гурбанов А.Г., Бубнов С.Н. //Петрология.- 1997.- Т.5, №5.- С.523-540.

63. Сегалович В.И. Тектоника Тагильского прогиба и сопредельных территорий Урала по данным сверхглубокого бурения /Сегалович В.И., Дмитриовская Ю.Е. //Серия геологическая.- 1992.- №5.- С.129-144.

64. Сергиевский В.М. Магматизм, тектоническое развитие и основные особенности металлогении Урала.- Л., 1971.- 60 с.

65. Сергиевский В.М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала //Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер.- 1948.- N 8.

66. Соколов В.Б. Строение земной коры Урала //Геотектоника.- 1992. №5. С.3-19.

67. Тейлор С.Р. Континентальная кора: ее состав и эволюция /Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.- М.: Изд-во «Мир», 1988.-384 с.

68. Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала М-ба 1:1000000 /Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М. и др.- М: Наука, 1977.- 120 с.

69. Ферштатер Г.Б. Геохимическая типизация Уральских офиолитов /Ферштатер Г.Б., Беа Ф.А. //Геохимия.- 1996.- №3.- С.195-218.

70. Ферштатер Г.Б. Латеральная зональность, эволюция и геодинамическая интерпретация магматизма Урала в свете новых петрологических и геохимических данных /Ферштатер Г.Б., Беа Ф.А., Бородина Н.С., Монтеро П. //Петрология.- 1998.- Т.6, №5.- С.451-477.

71. Фор. Г. Основы изотопной геологии.- М: Мир, 1989.- 590 с.
72. Фролова Т.И. Магматические формации современных геотектонических обстановок /Фролова Т.И., Бурикова И.А.- М.: Изд-во МГУ, 1997.- 320 с.
73. Фролова Т.И. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин /Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А.- М.: Недра, 1989.- 261 с.
74. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия.- М.: Недра, 1977.- 360 с.
75. Хендерсон П. Неорганическая геохимия.- М: Мир, 1985.- 339 с.
76. Шарфман В.С. Палеовулканонологические реконструкции.- М.: Недра, 1989.- 215 с.
77. Шарфман В.С. Методика корреляции вулканитов (на примере Уральской колчеданоносной провинции): Препринт /Шарфман В.С., Цыганова Е.Н., Костина Р.И.- М.: МГУ, 1993.- 63 с.
78. Штрейс Н.А. Стратиграфия и тектоника Зеленокаменной полосы Среднего Урала //Тектоника СССР.- М.: Изд. АН СССР, 1951.- Т.III.- 380 с.
79. Язева Р.Г. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика /Язева Р.Г., Бочкарев В.В. //Геотектоника.- 1995.- №6.- С.32-44.
80. Язева Р.Г. Реликты активной континентальной окраины в структурах Урала /Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В. //Геотектоника.- 1989.- №3.- С.76-85.
81. Altherr R. Asthenosphere versus lithosphere as possible sources for basaltic magmas erupted during formation of the Red sea: constraints from Sr, Pb and Nd isotopes /Altherr R., Henjes-Kunst F., Baumann A. //Earth Planet Sci Lett.- 1990.- Vol 96.- P.269-286.
82. Altherr R. Volcanic activity in the Red sea axial trough – evidence for a large mantle diapir? /Altherr R., Henjes-Kunst F., Puchelt H., Baumann A. //Tectonophysics.- 1988.- Vol150.- P.121-133.
83. Bach W. Rare earth element mobility in the oceanic lower sheeted dyke complex: evidence from geochemical data and leaching experiments /Bach W., Irber W. //Chemical Geology.-1988.- Vol.151(1-4).- P.309-326.
84. Bailey J.C. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts /Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. //Contrib. Mineral. Petrol.- 1989.- Vol.102.- P.265-280.
85. Baker J.A. Sr-Nd-Pb isotopic and trace element evidence for crustal contamination of plume-derived flood basalts: Oligocene flood volcanism in western Yemen /Baker J.A., Thirlwall M.F., Menzies M.A. //Geochimica et Cosmochimica Acta.- 1996.- Vol.60(14).- P.2559-2581.

86. Bebout G. E. Fractionation of trace elements by subduction-zone metamorphism - effect of convergent-margin thermal evolution /Bebout G. E., Ryan J. G., Leeman W. P., Bebout A. E. //Earth and Planetary Science Letters.- 1999.- Vol.171(1).- P.63-81.
87. Becker H. Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones /Becker H., Klaus P. J., Carlson R. W. //Chemical Geology.- 2000.- Vol.163(1-4).- P.65-99.
88. Bindeman I. Trace elements in anorthite megacrysts from the KurileI sland Arc: a window to across-arc geochemical variations in magma compositions /Bindeman I., Bailey J. //Earth And Planetary Science Letters.- 1999.- Vol.169(3-4).- P.209-226.
89. Bougault H. Tholeiites, basaltic andesites, and andesites from leg 60 Sites: geochemistry, mineralogy, and low partition coefficient elements /Bougault H., Maury R.C., El Azzouzi M., Joron J.-L., Cotton J., Treuil M. //Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.- 1982.- V.60.- P.657-677.
90. Brenan J. M. Rutile-fluid partitioning of Nb, Ta, Zr, U and Th: Implications for high-field-strength element depletions in island-arc basalts /Brenan J. M., Shaw H. F., Phinney D.L, Ryerson F. J. //Earth Planet. Sci. Lett.- 1994.- Vol.128.- P.327-339.
91. Brenan J. M. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids /Brenan J. M., Shaw H. F., Ryerson F. J., Phinney D.L. //Geochimica et Cosmochimica Acta.- 1995.- Vol.59(16).- P.3331-3350.
92. Brent I.A. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: petrology and geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths /Brent I.A., McInnes, Gregoire M., Binns R.A., Herzig P.M., Hannington M.D. //Earth and Planetary Science Letters.- 2001.- Vol.188.- P.169-183.
93. Brotzu P. Basaltic volcanism in the northern sector of the main Ethiopian rift /Brotzu P., Ganzerli-Valentini M.T., Morbidelli L., Piccirillo E.M., Stella R., Traversa G. //J. Volcanol. Geotherm. Res.- 1981.- V.10.- P.365-382.
94. Brown L. <sup>10</sup>Be in island-arc volcanoes and implications for subduction /Brown L., Klein J., Middleton R., Sacks I.S., Tera F. //Nature.- 1982.- V.299.- P.718-720.
95. Churikova T. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation /Churikova T., Dorendorf F., Worner G. //J. Petrol.- 2001.- V.42.- P.1567-1593.
96. Class, C. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc /Class, C., D. M. Miller, S. L. Goldstein, and C. H. Langmuir. //Geochem. Geophys. Geosyst.- 2000.- V.1.

97. Debari S. Ultramafic xenoliths from Adagdak volcano, Adak, Aleutian islands, Alaska: deformed igneous cumulates from the Moho of an island arc /Debari S., Kay S.M., Kay R.W. //J. Geol.- 1987.- V.95.- P.329-341.
98. Dorendorf F. Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka. Russia /Dorendorf F., Wiechert U., Werner G. //Earth Planet. Sci. Lett.- 2000.- V.175.- P.69-86.
99. Drummond M.S. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons /Drummond M.S., Defant M.J. //J. Geophys. Res.- 1990.- V.95.- P.21503-21521.
100. Elburg M.A. Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia /Elburg M.A., V-Bergen M., Hoogewerff J., Foden J., Vroon P., Zulkarnain I., Nasution A. //Geochim. Cosmochim. Acta.- 2002.- Vol.66.- I.15.- P.2771-2789.
101. Elliott T.R. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc /Elliott T.R., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B. //J. Geophys. Res.- 1997.- V.B102.- P.14991-15019.
102. Fournelle J.H. Shishaldin volcano: Aleutian high-alumina basalts and the question of plagioclase accumulation /Fournelle J.H., Marsh B.D. //Geology.-1991.-V.19.- P.234-237.
103. Friberg M Structure of the Middle Urals, East of the Main Uralian Fault /Friberg M, Petrov G.A. //Geol. J.- 1998.- V.33.- P.37-48.
104. Gribble R.F. Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana trough: implication for magmagenesis in back-arc basins /Gribble R.F., Stern R.J., Newman S., Bloomer S.H., O'Hearn T. //J. Petrol.- 1998.- V.39.- P.125-154.
105. Grove T.L. The role of an H<sub>2</sub>O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N California /Grove T.L., Parman S.W., Bowring S.A., Price R.C., Baker M.B. //Contrib Mineral Petrol.- 2002.- V.142.- P.375-396.
106. Harris J.R. Techniques for analysis and visualization of lithochemical data with applications to the Swayze greenstone belt, Ontario /Harris J.R., Wilkinson L., Grunsky E., Heather K., Ayer J. //J. of Geochem. Explor.- 1999.- V.67.- P.301-334.
107. Harry D.L. Slab dehydration and basalt petrogenesis in subduction systems involving young oceanic lithosphere /Harry D. L., Green N.L. //Chemical Geology.- 1999.- V.160.- P.309-333.

108. Hickey R.L. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implication for their source /Hickey R.L., Frey F.A. //Geochim. Cosmochim. Acta.- 1982.- V.46.- P.2099-2116.
109. Hickey R.L. Rare-earth element geochemistry of Mariana fore-arc volcanics, Deep Sea Drilling Project Site 458 and hole 459B /Hickey R.L., Frey F.A. //Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.- 1982.- V.60.- P.735-742.
110. Hildreth W. Rear-arc vs. arc-front volcanoes in the Katmai reach of the Alaska Peninsula: a critical appraisal of across-arc compositional variation /Hildreth W., Fierstein J., Siems D.F., Budahn James R., Ruiz J. //Springer/- 2004.- V.147(3).- P.243 - 275.
111. Hoang N., Uto K. Geochemistry of Cenozoic basalts in the Fukuoka district (northern Kyushu, Japan): implication for asthenosphere and lithospheric mantle interaction //Chem. Geol., 2003.- V.198.- P.249-268.
112. Hole M.J. Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of the Cenozoic basalts from the Mariana islands /Hole M.J., Saunders A.D., Marriner G.F., Tarney J. //J. Geol. Soc. London.- 1984.- V.141.- P.453-472.
113. Ishikawa T. Boron isotope and trace element systematics of the three volcanic zones in the Kamchatka arc /Ishikawa T., Tera F., Nakazawa T. //Geochim. Cosmochim. Acta.- 2001.- Vol.65.- I.15.- P.4523-4537.
114. Johnson K.E. Contrasting styles of hydrous metasomatism in the upper mantle: an ion microprobe investigation /Johnson K.E., Davis A.M., Bryndzia L.T. //Geochimica et Cosmochimica Acta.- 1996.- Vol.60(8).- P.1367-1385.
115. Kamber B. S. Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion /Kamber B. S., Collerson K. D. //Chemical Geology.- 2000.- Vol.166(3-4).- P.241-254.
116. Kent A.J. Melt inclusion from Marianas arc lavas: implications for the composition and formation of island arc magmas /Kent A.J., Elliott T.R. //Chemical Geology.- 2002.- Vol.183.- P.263-286.
117. Khain E.V. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions /Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. //Precambrian Research.- 2003.- V.122.- P.329-358.
118. Kuno H. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs //Bull. Volcanol.- 1966.- V.29.- P.195-222.
119. Lina C. P. Cross-arc geochemical variations in volcanic fields in Honduras C.A.: progressive changes in source with distance from the volcanic front /Lina C. P., Michael J.C., Mark D. //Springer.- 1997.- V.129(4).- P.341 - 351.

120. Marsh B.D. Some aleutian andesites: their nature and source //J. Geol.- 1976.- V.84.- P.27-46.
121. Marty B. Helium isotopic variations in Ethiopian plume lavas: nature of magmatic sources and limit on lower mantle contribution /Marty B., Pik R., Yirgu G. //Earth and Planetary Science Letters.- 1996.- V.144(1-2).- P.223-237.
122. Miller J.A. An O-isotope profile through the HP-LT Corsican ophiolite, France and its implications for fluid flow during subduction /Miller J.A., Cartwright I., Buick I. S., Barnicoat A.C. //Chemical Geology.- 2001.- V.178.- I.1-4.- P.43-69.
123. Molina J.F. Carbonate stability and fluid composition in subducted oceanic crust: an experimental study on H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-bearing basalts /Molina J.F., Poli St. //Earth Planet. Sci. Lett.- 2000.- V.176.- P.295-310.
124. Morris J.D. Subduction Zone Processes and Implications for Changing Composition of the Upper and Lower Mantle /Morris J.D., Ryan J.G.; ed. Holland H.D., Turekian K.K. //Treatise on geochemistry.- 2003.- V.2.- P.451-467.
125. Munker C. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques //Chemical Geology.- 1998.- V.144(1-2).- P.23-45.
126. Myers J.D. A petrologic re-investigation of the Adak volcanic center, Central Aleutian arc, Alaska /Myers J.D., Frost C.D. //J. Volcanol. Geotherm. Res.- 1994.- V.60.- P.109-146.
127. Myers J.D. Aleutian lead isotopic data: additional evidence for the evolution of lithospheric plumbing systems /Myers J.D., Marsh B.D. //Geochim. Cosmochim. Acta.- 1987.- V.51.- P.1833-1842.
128. Myers J.D. Geochemical and strontium isotopic characteristics of parental Aleutian arc magmas: evidence from the basaltic lavas of Atka /Myers J.D., Marsh B.D., Sinha A.K. //Contrib. Mineral. Petrol.- 1986.- V.94.- P.1-11.
129. Myers J.D. Strontium isotopic and selected trace element variation between two Aleutian volcanic centers (Adak and Atka): implication for the development of arc volcanic plumbing systems /Myers J.D., Marsh B.D., Sinha A.K. //Contrib. Mineral. Petrol.- 1985.- V.91.- P.221-234.
130. Nakamura E. Chemical geodynamics in the back arc region around the sea of Japan: implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea, and China /Nakamura E., Campbell I.H., McCulloch M.T., Sun S.-S. //J. Geophys. Res.- 1989.- V.B94.- P.4634-4654.

131. Nakamura E. Chemical geodynamics in the back-arc region of Japan based on the trace element and Sr-Nd isotopic compositions /Nakamura E., McCulloch M.T., Campbell I.H. //Tectonophysics.- 1990.- V.174.- P.207-233.
132. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins //Continental basalts and mantle xenoliths: Papers prepared for a UK Volcanic studies group meeting at the University of Leicester.- Nantwich: Shiva, P.230-249.
133. Pearson D.G. Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds /Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B.; ed. Holland H.D., Turekian K.K. //Treatise on geochemistry.- 2003.-V.2.- P.171–275.
134. Pik R. The northwestern Ethiopian plateau flood basalt: classification and spatial distribution of magma types /Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Hofmann C., Ayalew D. //J. Volcanol. Geotherm. Res.- 1998.- V.81.- P.91-111.
135. Pik R. Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: Evidence for plume-lithosphere interactions /Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Marty B. //Geochim. Cosmochim. Acta.- 1999.- V.63, I.15.- P.2263-2279.
136. Plank T. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle /Plank T., Langmuir C.H. //Chemical Geology.- 1998.- V.145(3-4).- P.325-394.
137. Rapp R.P. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3,8 Gpa /Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S. //Chemical Geology.- 1999.- V.160.- P.335-356.
138. Rogers N.W. The isotope and trace element geochemistry of basalts from the souther Red sea /Rogers N.W., Pichard H.M., Alabaster T., Harris N.B-W., Neary C.R. //Magmatic processes and plate tectonics Soc. Spec. Publ.- 1993.- V76.- P.455-467.
139. Ryerson F.J. Rutile saturation in magmas: Implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts /Ryerson F.J, Watson E.B. //Earth Planet. Sci. Lett.- 1987.- V.86.- P.225-239.
140. Salters V. The composition of the depleted mantle /Salters V., Stracke A. //Geochemistry, Geophysics, Geosystems.- 2004.-10.1029/2003GC000597.
141. Scarrow J.H. The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: An extension of the Cadomian arc? /Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V. //Precambrian Research.- 2001.- V.110.- P.255–275.
142. Schmidt M.W. Generation of Mobile Components during Subduction of Oceanic Crust /Schmidt M.W., Poli S.; ed. Holland H.D., Turekian K.K. //Treatise on geochemistry.- 2003.- V.3.-P.657-588.

143. Seyfried Jr.W.E. Trace element mobility and lithium isotope exchange during hydrothermal alteration of seafloor weathered basalt: An experimental study at 350°C, 500 bars /Seyfried Jr.W.E., Chen X., Chan L.-H. //Geochim. et Cosmochim. Acta.- 1998.- V.62, I.6.- P.949-960.
144. Shervais, J. W. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites //Geochem. Geophys. Geosyst.- 2001.- V.2.
145. Solidum R.U. Geochemical characteristics of sediments potentially subducted in western and eastern Philippines //Solidum R.U., Castillo P.R. //V21C-1001; EOS, Trans. AGU.- 2001.- V.82(47).
146. Stern C.R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral volcanic zone /Stern C.R., Kilian. R. //Contributions to Mineralogy and Petrology.- 1996.-V.123.- P.263-281.
147. Sun. S.S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes /Sun. S.S., McDonough W.F. //Geol. Soc. Spec. Publ.- 1989.- V.42.- P.313-345.
148. Talbi EL.H. Petrology, isotope geochemistry and chemical budgets of oceanic gabbros-seawater interactions in the Equatorial Atlantic /Talbi EL.H., Honnorez J., Clauer N., Gauthier-Lafaye F., Stille P. //Contributions to Mineralogy and Petrology.- 1999.- V.137, I.3.- P.246-266.
149. Tatsumi Y. Origin of subduction zone magmas based on experimental petrology //Physical Chemistry of magmas.- NewYork, 1991.- P269-301.
150. Taylor S.R. The continental crust: Its composition and evolution /Taylor S.R., McLennan S.M.: Blackwell, Oxford, 1985.- 312 p.
151. Thompson R.N. Continental flood basalts and mantle xenoliths (Hawkesworth C.T., Norry M.J.) /Thompson R.N., Morrison M.A., Dickin A.P., Hendry G.L.- UK: Shiva Publishing, 1983.- P.158-185.
152. Turner S. U, Th and Ra disequilibria, Sr, Nd and Pb isotope and trace element variations in Sunda arc lavas: predominance of a subducted sediment component /Turner S., Foden J. //Springer.- 2001.- V.142(1).- P.43 - 57.
153. Uto K. Geochronology of alkali volcanism in Oki-Dogo island, southwest Japan: geochemical evolution of basalts related to the opening of the Japan sea /Uto K., Takahashi E., Nakamura E., Kaneoka I. //Geochem. J.- 1994.- V.28.- P.431-449.
154. Volker F. Quaternary volcanic activity of the southern Red sea: new data and assessment of models on magma sources and Afar plume lithosphere interactions /Volker F., Altherr R., Jochum K.P., McCulloch M.T. //Tectonophysics.- 1997.- V.27.- P.815-29.

155. Whitford D.J. Strontium isotopic studies of the volcanic rocks of the Saunda arc, Indonesia, and their petrogenetic implications // *Geochim. Cosmochim. Acta.*- 1975.- V.39, I.9.- P.1287-1302.
156. Wood D.A. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence // *Geology.*- 1979.- V.7.- P.499-503.
157. Xu H. Petrology and geochemistry of the alkali rocks from Dogo, Oki islands, Shimane prefecture, southwestern Japan // *Sci. Rept. Tohoku Univ.*- 1988.- Ser. 3-17.- P.1-106.
158. Yogodzinski G.M. Magnesian andesite in the Western Aleutian Komandorsky region, implication for slab melting and process in the mantle wedge /Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets M.P., Koloskov A.V., Kay S.M. // *Bull. Geol. Soc. Am.*- 1995.- V.107.- P.505-519.
159. Yogodzinski G.M. Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt /Yogodzinski G.M., Kelemen P.B. // *Earth and Planetary Science Letters.*- 1998.- V.158, I.1-2.- P.53-65.
160. Yogodzinski G.M. Magmatic and tectonic development of the Western Aleutians: an oceanic arc in a strike-slip setting /Yogodzinski G.M., Rubenstone J.L., Kay S.M., Kay R.W. // *J. Geophys. Res.*- 1993.- V.B98.- P.11807-11834.

### Фондовая литература

161. Выполнить научное обобщение и составить сводные разрезы по результатам детальных комплексных исследований горных пород и флюидов вскрытых частей глубоких и сверхглубоких скважин ПГО «Недра»: Отчет об ОМР/КамНИИКИГС; Отв. исп. Т.В. Белоконь, Ю.А. Ехлаков, В.Б. Поярков, Т.А. Пояркова, А.К. Воронцов.- Пермь, 1988.- 317 с.
162. Выполнить специализированные петрологические, геохимические и изотопно-геохимические исследования пород кабанской свиты из керна и околоскважинного пространства СГ-4: Отчет об ОМР /ИГЕМ РАН; Отв. исп. И.В. Викентьев, А.Я. Докучаев, А.Г. Гурбанов, А.А. Носова, С.Н. Бубнов, О.А. Богатиков.- Москва, 2003.- 43 с.
163. Геологическое картирование М 1:25000 по опорному комплексному геолого-геофизическому профилю вкост структуры Тагильского прогиба через Уральскую сверхглубокую скважину СГ-4: Отчет за 1985-1990 г.г. /ГФУП УГОМЭ; Отв. Исп. Л.И. Десятниченко.- Свердловск, 1993.- Кн.1.

164. Государственная геологическая карта РФ. М 1:200 000. Сер. Среднеуральская. Лист О-40-ХП: Объяснительная записка /МПР РФ, ДПР по Уральскому региону, ГФУП УГОМЭ; Отв. Исп. Л.И. Десятниченко.- Екатеринбург, 2001.

165. Групповое геологическое доизучение масштаба 1:50000 Красноуральской площади в пределах листов 0-40-60-В,Г, 0-40-72-А,Б, 0-40-49-А,В, 0-41-61-А: Отчет за 1979-1984 г.г. /ПГО "Уралгеология", Красноуральская ГСП; Отв. Исп. А.Н. Глушков, А.Г. Григорьев.- Свердловск, 1984.- Кн.1.

166. Изучение геологического строения района заложения и составление комплексной программы исследований по Уральской сверхглубокой скважине: Отчет по теме №636 за 1982-1985 г.г. /ВСЕГЕИ; Отв. Исп. Н.С. Чурилин, Г.А. Юшкова, А.А. Кукуй.- Л.: ВСЕГЕИ, 1985.- 248 с.

167. Изучить закономерности тектонического строения, развития магматизма и рудообразования Тагильского прогиба (по результатам бурения Уральской сверхглубокой скважины): Отчет о научно-исследовательской работе /ФГУП НПЦ "Недра"; Исп. А.Я. Докучаев, В.А. Аверочкин, А.А. Носова, В.В. Наркисова, Т.М. Чистякова.- Ярославль, 2000.-78 с.

168. Изучить минеральный состав пород магматических комплексов в разрезе СГ-4 и околоскважинном пространстве: Отчет об ОМР /МГУ; Исп. Л.В. Сазонова, А.А. Носова, В.В. Наркисова.- Москва, 2001.- 232 с.

169. Изучить эволюцию флюидных палеосистем Тагильского прогиба на основе минералого-геохимических, петрологических и термобарогеохимических исследований пород и минералов Уральской СГ-4: Отчет об ОМР /ГНПП «Недра»; Исп. А.Я. Докучаев, Г.В.Тарханов, А.А.Носова, В.В.Наркисова, А.Г.Гурбанов, Ф.П.Буслаев, М.И.Новгородова, М.Е.Генералов, Д.И.Кринов, В.З.Ярошевич, Т.Н.Ковальская.- Ярославль, 1998.- 174 с.

170. Комплексные геолого-геофизические, геохимические и гидрогеологические исследования разреза Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства:Отчет об ОМР /ФГУП НПЦ "Недра"; Исп. И.В.Викентьев, С.Н.Бубнов, А.Я.Докучаев, Л.В.Сазонова, А.А.Носова, В.В.Наркисова.- Ярославль, 2001.- 356 с.

171. Комплексное геологическое, петрографическое и минералого-геохимическое изучение керна Уральской сверхглубокой скважины в интервале 0-2500 м: Отчет по НИР //ЦНИИГРИ; Отв. исп. С.Т. Агеева, А.Г. Волчков и др.- Москва, 1986.- 88 с.

172. Отчет о результатах геологических исследований в околоскважинном пространстве СГ-4 за 1990-1994 г. /Уральская ГРЭ СГБ; Отв. исп. А.Н. Глушков.- Верхняя Тура, 1995.

173. Отчет по геологическому изучению района Уральской сверхглубокой скважины на основе дистанционных методов использования геологических и геофизических материалов с составлением карт масштаба 1:200 000 для уточнения места заложения скважины /ЗАОрогеология. МОМКАГЭ; Отв. исп. В.С. Орлов.- Москва, 1987.- 147 с.

174. Отчет тематической партии по геолого-геофизическому пересечению Урала /УГФ; Отв. исп. Б.П. Козин, В.Ф. Кусмауль, Л.Н. Самойлова и др.- Свердловск, 1966.

175. Провести изотопное датирование и минералого-геохимические исследования пород и наложенных процессов в разрезе СГ-4 и околоскважинном пространстве: Отчет об ОМР /ИГЕМ; Отв. исп. О.А. Богатиков, И.В. Викентьев, С.Н. Бубнов, А.Г. Гурбанов, А.Я. Докучаев, А.А. Носова и др.- Москва, 2001.

176. Провести комплексное геологическое исследование по разрезам сверхглубоких скважин: Отчет /ВСЕГЕИ; Отв. исп. Н.А. Румянцева, Н.Г. Берлянд, Г.А. Юшкова, К.Л. Шмелева, А.А. Кукуй и др.- Л.: ВСЕГЕИ, 1988.-Т. VII, VIII.

177. Производство детальных геологических работ на околоскважинном пространстве Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 с целью прогнозирования вскрываемого разреза на 1986-1987 г.г.: Инф. отчет /ОМР ПГО «Недра»; Отв. Исп. А.Ф. Кирьяков.- Ярославль, 1987.- 16 с.

178. Разработать методику изотопно-геохимического и геохронологического изучения керна сверхглубоких скважин (на базе Уральской скважины). Изотопно-геохимическое и геохронологическое изучение керна Уральской скважины СГ-4: Отч. о НИР /ИЛС РАН; Исп. О.М. Розен, Е.В. Бибилова, И.В. Викентьев, Д.З. Журавлев, С.М. Ляпунов, Б.Г. Покровский, Е.М. Гурвич, Л.М. Матюшина, В.Т. Сафронов.- Ярославль, 1995.- 345 с.

179. Разработка геолого-геофизической модели района СГ-4 и прилегающих районов с целью геодинамических реконструкций и прогнозирования глубинного строения территории: Отчет об ОМР /ОАО «УГСЭ»; Исп. Г.А. Петров, М.К. Ястребов, А.Н. Глушков, Т.Н. Медведева, Г.Н. Бороздина.- Екатеринбург, 1999.- 185 с.

180. Результаты первого этапа бурения и комплексных геолого-геофизических исследований Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 (интервал 0-4008 м): Отчет о ОМР/УГРЭ; Исп. К.Г. Башта, В.А. Горбунов, А.Н. Глушков, В.Н. Кусков, Л.Н. Шахторина, В.Я. Шангареев, А.Н. Безматерных, Ю.С. Каретин, Ф.П. Буслаев, А.А. Кашкаров, Л.В. Косыгины, В.Н. Кускова, И.Н. Сутурина.- пос. Каменка-Геолог, 1992.- 315 с.

181. Сбор и обобщение геологического строения района заложения и составление комплексной программы исследований по Уральской сверхглубокой скважине: Отчет по теме №636 за 1982-1985 г.г. /ВСЕГЕИ; Отв. исп. Н.С. Чурилин.- Л.: ВСЕГЕИ, 1985.- 248 с.

182. Сбор и обобщение геофизических и геологических материалов по обоснованию и уточнению места заложения сверхглубокой скважины: Отчет /ИГИГ УрО РАН; Исп. Е.М. Ананьева., Ю.С. Каретин, Е.Б. Горонович, А.Г. Иванова, А.И. Калабурдина, З.Б. Черняк и др.- Свердловск, 1983.- 257 с.

### Список сокращений и индексов

COX - базальты срединно-океанических хребтов.
N-MORB - базальты срединно-океанических хребтов нормального типа.
хондрит C1
ОО (OIB)- базальты океанических островов.
NASC – североамериканский глинистый сланец
PAAS – постархейский австралийский сланец
ОК – океаническая кора
КК - континентальная кора
СО - субдуцируемые осадки
PM – примитивная мантия
DM – деплетированная мантия, модельный состав
EM – обогащенная мантия
КР – континентальные рифты (внутриконтинентальные и межплитные)
<b>Вулканические серии</b>
T <sub>Na</sub> – толеитовая натриевая
ИЩ <sub>К-Na, Na</sub> – известково-щелочная калиево-натриевая, натриевая
Перех <sub>К-Na, Na</sub> – переходного к субщелочному типу калиево-натриевая, натриевая
С <sub>К - К-Na</sub> <sup>-</sup> субщелочная калиевая, калиево-натриевая
ВМИЩ – высокомагнезиальная известково-щелочная
<b>Индексы</b>
Mg# = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> ), ат. кол-ва - коэффициент магнезиальности
f=FeO <sub>общ</sub> /MgO, вес.% - железистость
alk=Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O, вес.%. – общая щелочность
al'=Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(MgO+FeO <sub>общ</sub> ), вес.% – коэффициент глиноземистости
РЗЭ – редкоземельные элементы
ЛРЗЭ – легкие редкоземельные элементы
ТРЗЭ – тяжелые редкоземельные элементы
КИЛЭ – крупноионные литофильные элементы
ВЗЭ – высокозарядные элементы
<b>Методы аналитических исследований</b>
XRF - рентгенофлуоресцентный анализ
INAA - инструментальный нейтронно-активационный анализ
ICP-MS - масс-спектрометрический анализ с индуктивно связанной плазмой

## Состав базальтоидов нижнего кабанского подкомплекса

Порода	базальты				андезит
	№обр.	106/11	106/13	106/13*	
SiO <sub>2</sub>	51,07	51,49	-	50,34	61,51
TiO <sub>2</sub>	1,00	0,92	0,94	0,78	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,26	14,20	-	18,63	14,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	13,10	12,22	-	11,26	7,94
MnO	0,20	0,20	0,23	0,23	0,16
MgO	5,23	5,05	-	7,49	4,33
CaO	5,30	6,90	-	1,80	2,60
Na <sub>2</sub> O	3,90	4,14	-	2,98	4,77
K <sub>2</sub> O	0,57	0,34	-	1,49	0,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,24	-	0,08	0,25
ппп	3,09	4,43	-	4,98	2,56
Сумма	99,87	100,12	-	100,04	99,99
Ba	-	93	60,5	286	-
Rb	<5	7	3,5	20	<5
Sr	306	69	84,9	268	130
Cs	-	-	0,02	-	-
Ta	-	-	0,06	0,06	-
Nb	-	-	0,98	-	-
Hf	-	1,0	1,11	0,9	-
Zr	<15	51	38	50	41
Y	18	-	17	23	28
Th	-	2,0	0,42	-	-
U	-	0,10	0,18	-	-
Cr	152	75	66	8	91
Ni	96	45	35	42	52
Co	-	46	37	59,5	-
Sc	-	39	33	46,3	-

<b>№обр.</b>	<b>106/11</b>	<b>106/13</b>	<b>106/13*</b>	<b>206/99</b>	<b>106/3</b>
<b>V</b>	195	270	288	214	96
<b>Cu</b>	166	100	51	64	14
<b>Pb</b>	<8	2,0	1,4	-	<8
<b>Zn</b>	84	126	101	130	83
<b>Be</b>	-	-	0,34	-	-
<b>La</b>	-	2,40	2,15	3,03	-
<b>Ce</b>	-	7,80	6,84	6,23	-
<b>Pr</b>	-	-	1,13	-	-
<b>Nd</b>	-	5,0	6,17	5,79	-
<b>Sm</b>	-	2,25	2,03	1,81	-
<b>Eu</b>	-	0,81	0,66	0,67	-
<b>Gd</b>	-	-	2,27	-	-
<b>Tb</b>	-	0,35	0,38	0,46	-
<b>Dy</b>	-	-	2,55	-	-
<b>Ho</b>	-	-	0,60	-	-
<b>Er</b>	-	-	1,56	-	-
<b>Tm</b>	-	-	0,24	-	-
<b>Yb</b>	-	1,90	1,54	1,66	-
<b>Lu</b>	-	0,28	0,23	0,24	-

Примечания:

Привязки образцов: 106/3, 106/11, 106/13, 106/13\* - скальные выходы «Гребешок» в 6 км к западу-северо-западу от СГ-4; 206/99 - вблизи моста через р. Малая Именная, в районе карьера Кабан IV.

\*Содержание элементов-примесей в образце определено методом ICP-MS, в остальных образцах – методами XRF и INAA.

## Состав базальтов верхнего кабанского подкомплекса

№обр.	34147	34147*	34144- 341163	34163P	34215	34254P	34358	34402	34462- 34464	34531P	7/608	7/691.5a	7/725	306/2	35939	35947
SiO <sub>2</sub>	50,10	-	53,56	52,50	48,45	51,10	49,10	-	49,58	50,40	48,04	47,92	44,68	48,13	46,16	50,61
TiO <sub>2</sub>	0,90	1,00	0,84	1,02	0,80	0,36	0,43	1,05	0,84	0,35	0,99	1,12	0,76	0,82	0,68	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,70	-	14,62	15,60	16,45	18,80	17,20	-	16,65	16,20	16,20	18,34	13,76	16,99	19,06	14,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,79	-	-	4,31	-	3,70	4,35	-	-	5,90	-	-	-	-		
FeO	5,39	-	-	5,10	-	3,95	4,09	-	-	4,67	-	-	-	-		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	-	-	12,31	-	10,42	-	-	13,86	10,95	-	12,61	14,60	9,22	12,01	11,9	9,3
MnO	0,27	0,25	0,33	0,15	0,29	0,31	0,42	0,33	0,21	0,29	0,79	0,20	0,26	0,16	0,204	0,162
MgO	6,68	-	6,36	5,72	6,10	4,40	7,11	-	5,76	4,82	4,94	4,62	5,28	7,02	14,08	9,67
CaO	3,82	-	7,30	7,35	9,20	6,69	9,08	6,10	8,90	6,27	6,10	3,3	11,6	8,2	1,46	4,3
Na <sub>2</sub> O	3,52	-	3,08	2,54	1,38	3,50	2,12	5,58	1,61	4,16	2,79	3,38	2,71	2,02	3,68	4,15
K <sub>2</sub> O	2,16	-	1,34	1,80	1,23	1,86	0,86	-	0,88	0,44	0,85	2,56	0,54	0,47	1,09	0,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	-	0,17	0,30	0,19	0,25	0,19	-	0,18	0,21	0,16	0,17	0,17	0,17	0,08	0,068
ППП	4,32	-	-	3,19	5,52	4,50	4,50	-	4,43	6,36	6,56	3,84	11,11	4,05		
CO <sub>2</sub>	0,44	-	-	0,44	-	1,98	0,88	-	-	2,75	-	-	-	-		
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,38	0,02	0,05	0,02		
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05	0,03	0,20	0,18		
Сумма	99,90	-	-	99,50	100,02	99,40	99,40	-	99,98	100,10	100,04	100,09	100,06	100,04		
Ba	-	112,3	-	-	-	-	261	-	-	-	145	674	105	90	144	112
Rb	47	51,3	22	-	11	-	6	7	9	-	26	47	15	16	16	13
Sr	144	114	270	-	311	-	302	-	426	-	241	238	164	331	213	357
Cs	-	1,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	27	17
Ta	-	0,08	0,07	-	0,06	-	0,06	0,05	0,04	-	0,03	-	0,05	-	0,04	0,04
Nb	-	1,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1		1
Hf	1,7	2,57	2,3	-	1,8	-	2,1	2,4	2,8	-	1,6	2,1	1,8	2,0	1,93	1,63
Zr	62	91	32	-	22	-	<15	45	<15	-	70	87	65	94	90	68
Y	18	23	18	-	15	-	10	13	12	-	14	9	18	10	23	22
Th	-	0,79	1,0	-	0,6	-	0,9	0,9	0,6	-	0,5	0,2	0,7	0,5	0,55	0,45

№обр.	34147	34147*	34144- 341163	34163P	34215	34254P	34358	34402	34462- 34464	34531P	7/608	7/691.5a	7/725	306/2	35939	35947
U	-	0,23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,47	
Cr	41	74	48	-	42	-	29	19	116	-	26	22	27	173	14	16
Ni	80	55	47	-	77	-	163	88	107	-	43	55	39	77	44	37
Co	44	43	33,2	-	47,3	-	43,2	41	50	-	53,6	47,3	41,7	39,6	42	31
Sc	38	39	42,5	-	36	-	39,4	40,7	39,3	-	40,3	43,2	36,1	42,7	39	34
V	135	312	-	-	127	-	90	161	139	-	306	353	264	259	326	279
Cu	211	183	74	-	<5	-	67	<5	23	-	32	14	448	39	23	76
Pb	<8	1,0	<8	-	<8	-	<8	<8	<8	-	-	2,0	2,0	-	3	3
Zn	71	85	66	-	76	-	56	82	79	-	128	116	77	110	105	75
Be	-	0,66	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
La	7,0	6,59	9,7	-	6,9	-	8,2	8,9	7,2	-	8,69	7,0	7,49	7,79	6,22	7,14
Ce	17,1	20,29	20,6	-	14,2	-	17,6	16,7	14,9	-	18,25	16,08	16,67	17,14	14,49	17,51
Pr	-	3,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Nd	14,0	14,69	13	-	16	-	17	17	13	-	16,41	16,2	11,78	11,41	9,52	12,15
Sm	3,72	3,77	4,12	-	3,47	-	4,13	4,55	3,81	-	3,69	3,52	3,54	3,42	3,15	3,04
Eu	1,34	1,07	1,38	-	1,22	-	1,41	1,36	1,49	-	1,47	1,31	1,09	1,37	0,95	1,03
Gd	-	3,78	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Tb	0,57	0,58	0,71	-	0,72	-	0,57	0,83	0,65	-	0,67	0,62	0,81	0,82	0,36	0,27
Dy	-	3,56	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Ho	-	0,78	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Er	-	2,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Tm	-	0,31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Yb	1,8	2,02	2,6	-	2,0	-	2,4	2,1	1,9	-	2,23	2,49	2,61	2,01	1,47	1,57
Lu	0,25	0,30	0,35	-	0,30	-	0,33	0,32	0,30	-	0,30	0,33	0,38	0,29	0,22	0,27

Примечания:

Привязки образцов: 34147, 34147\* - СГ-4 гл. 5184,07 м; 34144-34163 - СГ-4, инт. 5183,2-5188,1 м; 34163P - 5188,1 м; 34215 - СГ-4 гл. 5199,62 м; 34254P - СГ-4, гл. 5211,4 м; 34358 - СГ-4, гл. 5237,27 м; 34402 - СГ-4, гл. 5243,56 м; 34462-34464 - СГ-4, инт. 5250,7-5250,8 м; 34531P - СГ-4, гл. 5257,9 м; 35939 - СГ-4, гл. 5926,11 м; 35947 - СГ-4, гл. 5928,44 м; 7/608 - скв.7, гл. 608,1 м; 7/691.5a - скв.7, гл. 691,5 м; 7/725 - скв.7, гл. 725 м; 306/2 - скала «Зуб» в 5 км с западу от СГ-4.

\*Содержание элементов-примесей в образце определено методом ICP-MS, в остальных образцах – методами XRF и INAA.

Состав базальтоидов красноуральского комплекса

Комплекс	нижний подкомплекс			верхний подкомплекс		
Порода	базальты			андезибазальты, андезиты		
№обр.	316/1	316/3	316/3*	314/1	314/2	314/2*
SiO <sub>2</sub>	56,54	52,03	-	58,97	55,55	-
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,82	0,96	0,91	1,22	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,48	13,53	-	14,39	16,90	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	8,86	11,76	-	9,97	9,74	-
MnO	0,17	0,25	0,22	0,11	0,16	0,14
MgO	5,71	10,49	-	5,45	4,50	-
CaO	5,2	4,1	-	2,7	2,4	-
Na <sub>2</sub> O	5,17	4,28	-	7,48	5,99	-
K <sub>2</sub> O	0,13	0,36	-	0,05	0,05	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,09	-	0,17	0,19	-
ппп	2,83	-	-	-	3,34	-
Сумма	99,96	98,04	-	100,28	100,01	-
Ba	43	84	49,8	57	64	41
Rb	10	14	3,9	9	9	0,47
Sr	148	119	118,6	119	172	165,9
Cs	-	-	0,07	-	-	0,02
Ta	0,06	0,07	0,09	-	0,10	0,11
Nb	-	-	1,55	-	-	1,78
Hf	1,5	1,3	1,51	2,9	3,7	3,72
Zr	82	79	55	153	184	136
Y	13	16	21	24	25	29
Th	-	1,0	0,32	0,6	0,71	0,9
U	0,1	-	0,1	-	-	0,39
Cr	29	28	31	13	11	25

№обр.	316/1	316/3	316/3*	314/1	314/2	314/2*
Ni	33	57	43	31	38	28
Co	30,6	41	35	23,2	38,4	32
Sc	32,1	42	38	28,3	34,7	31
V	261	241	282	302	320	323
Cu	60	197	103	111	142	71
Pb	-	1,0	1,1	2,0	-	1,6
Zn	69	121	101	74	148	106
Be	-	-	0,36	-	-	0,71
La	4,08	2,74	2,58	11,49	13,0	10,92
Ce	8,94	6,81	7,94	24,57	28,2	30,41
Pr	-	-	1,24	-	-	4,62
Nd	7,3	5,69	6,7	19,97	22,3	22,3
Sm	2,36	2,13	2,16	5,0	5,76	5,65
Eu	0,77	0,76	0,71	1,62	1,81	1,57
Gd	-	-	2,59	-	-	5,31
Tb	0,71	0,61	0,46	0,64	0,79	0,77
Dy	-	-	3,14	-	-	4,57
Ho	-	-	0,73	-	-	0,97
Er	-	-	1,95	-	-	2,50
Tm	-	-	0,30	-	-	0,36
Yb	1,99	1,98	1,89	2,34	2,6	2,27
Lu	0,29	0,28	0,28	0,32	0,34	0,33

Примечания:

Привязки образцов из нижнего подкомплекса: 316/1, 316/3, 316/3\* - восточная окраина пос. Ясьва. 2 Привязки образцов из верхнего подкомплекса: 314/1, 314/2, 314/2\* - левый берег р.Утки, дорожная выемка за мостом.

\*Содержание элементов-примесей в образце определено методом ICP-MS, в остальных образцах – методами XRF и INAA.

## Состав базальтов и андезибазальтов магнезиального типа павдинского комплекса

№обр.	30458	30548	30566	30350	30350*	30557	30613	33/95
SiO <sub>2</sub>	52,44	51,01	51,19	53,02	-	55,05	53,15	54,05
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,49	0,43	0,68	0,62	0,43	0,61	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,80	12,19	13,78	16,35	-	13,81	17,95	15,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	1,11	-	1,70
FeO	-	-	-	-	-	5,42	-	4,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	8,92	9,99	8,93	9,32	-	-	11,22	-
MnO	0,14	0,15	0,13	0,15	0,14	0,13	0,13	0,13
MgO	9,89	11,22	9,87	8,60	-	8,76	8,30	7,40
CaO	7,28	6,43	8,75	5,47	-	8,21	4,20	7,04
Na <sub>2</sub> O	2,30	1,67	1,51	2,49	-	1,59	2,54	4,23
K <sub>2</sub> O	0,45	0,58	0,77	0,15	-	0,76	1,77	0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,09	0,08	0,12	-	0,09	0,08	0,11
ППП	-	-	-	3,80	-	4,03	-	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	0,32	-	0,37
H <sub>2</sub> O+	-	-	-	-	-	2,71	-	3,86
H <sub>2</sub> O-	-	-	-	-	-	0,43	-	0,25
Сумма	95,84	94,10	95,69	100,15	-	99,39	100,00	100,39
Ba	106	81	94	-	44,5	-	231	-
Rb	14	16	13	1,1	2,1	-	2	7
Sr	362	150	210	344	388,6	-	431	343
Cs	-	0,91	-	-	0,29	-	0,5	-
Ta	0,02	0,10	0,03	0,03	0,09	-	0,11	0,08
Nb	2	-	-	-	1,47	-	1	-
Hf	1,60	1,52	1,62	1,70	2,26	-	2,40	2,0
Zr	79	71	79	79	82	-	109	87
Y	8	9	7	-	17	-	14	-
Th	0,6	0,8	0,9	0,6	0,88	-	1,0	1,1
U	0,24	-	0,16	-	0,35	-	-	-

№обр.	30458	30548	30566	30350	30350*	30557	30613	33/95
<b>Cr</b>	284	385	281	253	395	-	165	184
<b>Ni</b>	80	103	80	100	144	-	82	<35
<b>Co</b>	29,1	39,5	30,2	33,4	33	-	31,8	27,1
<b>Sc</b>	31,1	39,1	30,1	33,2	34	-	33,5	27,6
<b>V</b>	221	237	164	<150	269	-	249	<150
<b>Cu</b>	31	138	119	116	78	-	161	110
<b>Pb</b>	2,0	6,0	5,0	<15	4,7	-	3,0	<15
<b>Zn</b>	72	109	62	77	76	-	71	77
<b>Be</b>	-	-	-	-	1,04	-	-	-
<b>La</b>	5,3	6,0	4,9	6,9	6,11	-	5,4	5,6
<b>Ce</b>	11,0	13,1	11,4	11,4	16,01	-	12,3	11,6
<b>Pr</b>	-	-	-	-	2,21	-	-	-
<b>Nd</b>	7,6	8,6	10,1	7,0	10,44	-	8,0	18,0
<b>Sm</b>	2,15	2,41	1,99	2,87	2,65	-	2,47	2,46
<b>Eu</b>	0,73	0,71	0,63	0,84	0,81	-	0,66	0,73
<b>Gd</b>	-	-	-	-	2,69	-	-	-
<b>Tb</b>	0,34	0,28	0,42	0,46	0,41	-	-	0,32
<b>Dy</b>	-	-	-	-	2,53	-	-	-
<b>Ho</b>	-	-	-	-	0,56	-	-	-
<b>Er</b>	-	-	-	-	1,51	-	-	-
<b>Tm</b>	-	-	-	-	0,23	-	-	-
<b>Yb</b>	1,4	1,3	1,3	1,6	1,54	-	1,5	1,8
<b>Lu</b>	0,20	0,18	0,16	0,32	0,23	-	0,25	0,22

Примечания:

Привязка образцов: 30458 - СГ-4, гл. 4672,62 м; 30548 - СГ-4, гл. 4688,68 м; 30566 - СГ-4, гл. 4692,01 м; 30350, 30350\* - СГ-4, гл. 4657,38 м; 30557 – СГ-4, гл. 4690,44 м; 30613 - СГ-4, гл. 4701,17 м; 33/95 - СГ-4 (обр. 30566-30607, инт. 4692,01-4699,53 м).

\*Содержание элементов-примесей в образце определено методом ICP-MS, в остальных образцах – методами XRF и INAA.

Состав базальтоидов глиноземистого типа павдинского комплекса

Порода	базальты							андезибазальты					андезиты				
	№обр.	30353	30377	30386	30390	30390*	30599	30653	30120	30215	30427	30500	30597	30141	32/95	30485	30522
SiO <sub>2</sub>	50,81	51,78	49,01	52,85	-	50,66	51,36	56,00	55,75	54,80	54,89	53,76	59,60	58,65	57,66	60,74	57,41
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,73	0,85	0,70	0,82	0,58	0,53	0,62	0,70	0,55	0,49	0,86	0,68	0,60	0,64	0,48	0,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,07	16,68	19,21	17,35	-	19,53	18,15	14,20	16,00	17,76	15,48	17,52	15,06	14,88	16,16	15,30	16,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	1,79	2,19	-	1,03	1,24	2,41	2,51	0,93	1,34	-	1,80	3,22	1,14	1,29	0,52
FeO	-	-	6,35	5,55	-	6,27	5,76	4,98	6,92	5,45	5,32	-	6,31	4,61	4,76	4,11	5,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	10,09	9,24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,70	-	-	-	-	-
MnO	0,14	0,12	0,12	0,11	0,12	0,09	0,09	0,17	0,08	0,11	0,10	0,13	0,10	0,11	0,08	0,08	0,10
MgO	6,66	8,82	6,52	5,84	-	7,21	7,19	2,68	4,50	5,29	7,34	6,41	3,47	3,57	4,69	5,09	4,41
CaO	4,49	3,35	6,69	7,56	-	4,16	7,83	7,41	2,85	3,62	7,42	5,84	3,52	4,33	6,29	5,60	5,89
Na <sub>2</sub> O	3,52	4,86	3,31	2,66	-	4,85	2,96	5,23	5,01	5,64	2,61	3,38	5,00	5,71	3,74	2,87	4,20
K <sub>2</sub> O	0,14	0,10	0,41	0,53	-	0,78	0,84	0,75	1,03	1,45	0,11	0,10	0,92	0,78	0,34	0,97	0,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,16	0,20	0,15	-	0,09	0,12	0,12	0,14	0,41	0,10	0,14	0,13	0,12	0,15	0,10	0,17
ППП	4,10	-	4,94	4,14	-	4,02	3,65	5,04	4,32	3,12	4,32	2,90	2,49	-	3,50	3,20	2,78
CO <sub>2</sub>	-	-	0,78	0,60	-	0,16	0,22	2,84	0,28	0,22	0,19	-	0,35	0,92	0,34	0,28	0,19
H <sub>2</sub> O+	-	-	3,24	-	-	3,21	2,96	-	-	2,37	3,29	-	1,73	2,34	2,05	2,02	1,88
H <sub>2</sub> O-	-	-	0,31	-	-	0,37	0,22	-	-	0,33	0,31	-	0,24	0,32	0,3	0,24	0,3
Сумма	100,05	95,95	99,40	99,63	-	99,27	99,72	99,61	99,81	99,13	99,52	99,74	99,08	100,16	99,15	99,83	99,51
Ba	-	83	-	-	97,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	17	10	-	5	7,4	-	-	3	8	-	-	<3	-	11	-	-	4
Sr	417	322	-	337	357,3	-	-	178	234	-	-	256	-	150	-	-	582
Cs	-	-	-	-	0,26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	0,08	0,12	-	0,04	0,13	-	-	0,05	0,16	-	-	-	-	0,09	-	-	0,07
Nb	-	-	-	-	2,16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	2,9	3,49	-	2,6	3,33	-	-	2,1	2,2	-	-	2,6	-	2,2	-	-	1,8
Zr	129	146	-	121	117	-	-	97	113	-	-	99	-	101	-	-	109
Y	-	19	-	-	22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	0,9	1,2	-	0,6	1,31	-	-	0,6	0,8	-	-	0,9	-	0,4	-	-	0,8

№обр.	30353	30377	30386	30390	30390*	30599	30653	30120	30215	30427	30500	30597	30141	32/95	30485	30522	30674
U	-	0,38	-	-	0,50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	40	42	-	44	92	-	-	9	18	-	-	33	-	15	-	-	-
Ni	<35	49	-	<35	61	-	-	<35	<35	-	-	-	-	<35	-	-	<35
Co	25,8	24	-	24,6	26,2	-	-	18,1	29,3	-	-	21,9	-	19,4	-	-	21,8
Sc	29,0	30,3	-	28,2	28,3	-	-	24,6	28,1	-	-	26,0	-	22,8	-	-	25,9
V	<150	260	-	<150	307	-	-	<150	<150	-	-	<150	-	600	-	-	<150
Cu	204	219	-	164	116	-	-	105	171	-	-	146	-	130	-	-	153
Pb	<15	4,0	-	<15	4,1	-	-	<15	<15	-	-	<15	-	<15	-	-	<15
Zn	86	91	-	72	82	-	-	55	72	-	-	73	-	73	-	-	67
Be	-	-	-	-	0,84	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	10,0	9,7	-	9,5	8,74	-	-	6,3	7,8	-	-	8,4	-	6,4	-	-	7,8
Ce	20,2	21,3	-	17,7	22,82	-	-	13,9	16,0	-	-	14,1	-	14,1	-	-	17,5
Pr	-	-	-	-	3,11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	11,0	14,8	-	9,0	14,37	-	-	6,0	8,0	-	-	10,0	-	7,0	-	-	11,0
Sm	4,37	3,82	-	3,86	3,64	-	-	3,0	3,83	-	-	3,49	-	2,76	-	-	3,38
Eu	1,02	0,79	-	1,05	1,04	-	-	0,84	0,87	-	-	0,87	-	0,82	-	-	1,03
Gd	-	-	-	-	3,63	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	0,63	0,66	-	0,41	0,56	-	-	0,41	0,49	-	-	0,46	-	0,56	-	-	0,47
Dy	-	-	-	-	3,47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	0,78	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	2,08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	0,31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2,2	2,4	-	2,0	2,06	-	-	1,6	2,7	-	-	1,9	-	1,8	-	-	1,8
Lu	0,36	0,32	-	0,37	0,31	-	-	0,33	0,36	-	-	0,39	-	0,25	-	-	0,31

Примечания: Привязки образцов: 30353 - СГ-4, гл. 4658,07 м; 30377 - СГ-4, гл. 4661,29 м; 30386 - СГ-4, гл. 4662,91 м; 30390, 30390\* - СГ-4, гл. 4663,47 м.; 30599 - СГ-4, гл. 4697,39; 30653 - СГ-4, гл. 4706,8 м; 30120 - СГ-4, гл. 4619,3 м; 30215 - СГ-4, гл. 4635,6 м; 30427 - СГ-4, гл. 4669,12 м; 30500 - СГ-4, гл. 4678,82 м; 30597 - СГ-4, гл. 4697,11 м; 30141 - СГ-4, гл. 4623,17 м; 32/95 - СГ-4 (обр. 30117-30125, инт. 4618,7-4620,4 м); 30485 - СГ-4, гл. 4676,11 м; 30522 - СГ-4, гл.4682,4 м; 30674 - СГ-4, гл. 4709,64 м.

\*Содержание элементов-примесей в образце определено методом ICP-MS, в остальных образцах – методами XRF и INAA.

Состав базальтоидов магнезиального типа липовского комплекса

Порода	андезибазальты		андезиты		
	КУ-7	КУ-5	КУ-12	КУ-12*	333/3
№обр.					
SiO <sub>2</sub>	54,50	-	62,64	-	61,06
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,66	0,33	0,36	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,57	-	12,81	-	13,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	7,61	8,90	6,02	-	6,12
MnO	0,14	0,11	0,18	0,18	0,09
MgO	7,61	-	5,32	-	4,75
CaO	8,64	10,14	5,81	-	7,06
Na <sub>2</sub> O	0,00	-	4,25	-	4,64
K <sub>2</sub> O	1,07	0,64	0,27	-	0,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	-	0,11	-	0,07
ппп	5,42	-	2,25	-	-
Сумма	100,08	-	99,99	-	98,55
Ba	130	-	54	35,7	87
Rb	16	5	6	3,4	14
Sr	352	83	270	264,3	99
Cs	-	-	-	0,14	-
Ta	-	-	0,05	0,08	0,06
Nb	-	-	-	1,32	-
Hf	1,26	-	1,13	1,28	1,39
Zr	62	35	57	45	68
Y	-	12	16	11	8
Th	-	-	0,4	0,46	0,6
U	-	-	0,11	0,24	0,17
Cr	303	216	249	393	99
Ni	118	103	103	134	36
Co	31,6	-	29,1	27	20
Sc	31,9	-	26	25	25,8

<b>№обр.</b>	<b>КУ-7</b>	<b>КУ-5</b>	<b>КУ-12</b>	<b>КУ-12*</b>	<b>333/3</b>
<b>V</b>	227	-	194	200	309
<b>Cu</b>	129	90	92	60	118
<b>Pb</b>	-	-	-	1,8	1,0
<b>Zn</b>	109	72	48	50	54
<b>Be</b>	-	-	-	0,61	-
<b>La</b>	4,1	-	3,4	3,33	2,8
<b>Ce</b>	10,2	-	6,5	8,93	6,5
<b>Pr</b>	-	-	-	1,22	-
<b>Nd</b>	7,0	-	4,3	5,74	4,2
<b>Sm</b>	1,69	-	1,37	1,52	1,17
<b>Eu</b>	0,61	-	0,42	0,42	0,49
<b>Gd</b>	-	-	-	1,66	-
<b>Tb</b>	0,26	-	0,26	0,26	0,47
<b>Dy</b>	-	-	-	1,66	-
<b>Ho</b>	-	-	-	0,37	-
<b>Er</b>	-	-	-	1,03	-
<b>Tm</b>	-	-	-	0,16	-
<b>Yb</b>	1,0	-	0,9	1,04	1,2
<b>Lu</b>	0,17	-	0,15	0,16	0,16

Примечания:

Привязка образцов: КУ-5, КУ-7, КУ-12, КУ-12\* - железнодорожная выемка на западной окраине г. Красноуральска; 333/3 - юго-западный склон г.Липовой, в 300-400м от вершины.

\*Содержание элементов-примесей в образце определено методом ICP-MS, в остальных образцах – методами XRF и INAA.

## Состав базальтоидов именновского комплекса

Порода	базальты магнезиального типа								базальтоиды глиноземистого типа								ферробазальтоиды			
	№обр.	1/916	4/828	5/20	5/640	5/718	5/95	5/95*	6/95	3/115	3/95	4/95	4/95*	5/966	4/1088	434/1	434/2	1/95	2/95	2/95*
SiO <sub>2</sub>	49,02	49,37	49,88	52,01	52,56	50,20	-	50,00	49,42	48,50	51,80	-	50,64	48,19	52,15	54,64	54,30	52,60	-	56,80
TiO <sub>2</sub>	0,89	0,80	0,74	0,68	0,68	0,67	0,81	0,67	0,88	0,67	0,67	0,80	0,90	1,03	0,74	0,64	1,00	1,10	1,17	0,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,15	15,46	13,05	14,81	14,82	14,90	-	14,27	17,52	16,44	16,35	-	18,41	19,74	17,50	14,77	13,70	14,51	-	15,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	2,35	-	3,18	-	3,65	4,29	-	-	-	-	-	2,03	4,74	-	1,58
FeO	-	-	-	-	-	6,07	-	4,61	-	5,40	3,97	-	-	-	-	-	7,40	5,18	-	8,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	11,62	9,41	11,28	8,99	9,44	-	-	-	8,86	-	-	-	11,54	10,30	8,17	8,62	-	-	-	-
MnO	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,14	0,15	0,14	0,14	0,12	0,13	0,13	0,18	0,16	0,15	0,14	0,13	0,19	0,19	0,17
MgO	9,03	8,77	8,32	6,72	7,07	6,27	-	6,27	3,80	3,97	3,89	-	6,47	3,16	3,59	1,58	5,45	4,47	-	4,31
CaO	7,73	7,72	9,97	9,60	10,13	9,37	-	10,26	7,57	14,82	9,40	-	3,65	8,62	7,66	14,56	3,99	6,38	-	2,80
Na <sub>2</sub> O	2,79	1,14	3,90	2,74	1,49	3,94	-	3,40	4,71	0,81	3,03	-	3,18	2,75	3,99	0,00	4,71	4,09	-	5,31
K <sub>2</sub> O	0,54	2,88	0,26	0,48	0,57	0,07	-	0,18	0,08	0,04	0,21	-	0,22	0,70	0,71	0,03	0,28	0,19	-	0,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,20	0,15	0,19	0,19	0,16	-	0,16	0,28	0,13	0,14	-	0,20	0,24	0,22	0,20	0,25	0,27	-	0,29
ППП	3,93	4,19	-	3,73	3,01	-	-	-	6,84	-	-	-	4,74	5,34	5,00	4,86	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	1,36	-	1,43	-	0,13	0,28	-	-	-	-	-	1,76	0,53	-	0,42
H <sub>2</sub> O+	-	-	-	-	-	4,07	-	4,17	-	5,14	4,87	-	-	-	-	-	4,07	4,48	-	2,80
H <sub>2</sub> O-	-	-	-	-	-	0,55	-	1,27	-	0,5	1,14	-	-	-	-	-	0,81	1,12	-	0,30
Сумма	100,12	100,11	97,83	100,11	100,13	100,10	-	100,0	100,10	100,30	100,10	-	100,13	100,23	99,88	100,04	99,80	99,80	-	99,80
Ba	168	-	69	104	100	-	23,4	-	75	-	-	63	103	160	164	90	-	-	31,8	177
Rb	15	-	9	16	15	2,2	1,1	<3	13	1,2	<3	3,4	13	18	12	3	5,1	4,4	2,7	7,2
Sr	375	481	226	287	540	166	171,9	311	364	93	193	275	518	752	1081	30	205	360	360,4	249
Cs	-	0,63	-	-	-	-	0,3	-	-	-	-	0,1	-	0,47	-	-	-	-	0,1	0,24
Ta	0,09	0,07	0,1	0,12	0,1	0,07	0,1	0,13	0,17	0,08	0,06	0,12	0,1	0,14	0,1	0,08	0,16	0,45	0,2	0,173
Nb	-	-	-	1	-	-	2,3	-	3,0	-	-	2,5	3,0	-	-	-	-	-	3,7	<4
Hf	2,2	1,6	2,2	2,1	2,2	2,1	2,3	2,1	2,3	2,1	1,6	2,1	2,6	1,7	2,9	2,4	2,6	3,5	3,3	2,65
Zr	103	79	78	111	81	78	87	85	115	82	86	78,9	144	75	122	102	89	-	126,6	104
Y	-	15	13	15	-	-	20,6	-	17	-	-	22,4	21	-	27	12	-	-	29,8	21
Th	1,38	-	1,55	1,49	1,35	1,20	1,59	1,40	2,34	1,40	1,20	1,58	2,03	1,23	1,80	1,70	1,90	2,40	2,46	2

№обр.	1/916	4/828	5/20	5/640	5/718	5/95	5/95*	6/95	3/115	3/95	4/95	4/95*	5/966	4/1088	434/1	434/2	1/95	2/95	2/95*	614
U	0,23	-	0,22	0,31	0,34	0,30	0,75	-	0,36	0,30	-	0,56	0,16	0,44	0,40	0,60	0,30	0,50	0,71	0,63
Cr	246	232	226	208	219	212	183	209	13	32	23	39	19	11	30	34	-	14	18	2
Ni	92	60	78	73	77	<35	72	<35	31	<35	<35	32	48	29	46	38	<35	-	16	4
Co	48,5	41,7	40	38,8	41	36,6	37	33,3	24,7	22,1	19,4	24	37,5	24,6	25,8	31	25,5	29,1	29	22,2
Sc	42,2	50,4	39,7	38,5	39,7	37,2	38	35,7	28,6	29,6	25,2	29	38,7	29,1	30,9	27	30,4	33,7	35	26,1
V	275	303	260	228	256	<150	280	300	240	500	<150	308	270	343	285	263	<150	-	382	339
Cu	211	41	138	141	139	119	80	129	175	112	135	80	202	394	166	135	216	-	149	183
Pb	-	1,0	3,0	4,0	-	<15	2,1	<15	1	<15	<15	2,7	4,0	-	6	-	<15	-	4,9	5,0
Zn	91	46	96	81	96	86	84	81	91	73	85	87	121	139	74	74	95	-	106	105
Be	-	-	-	-	-	-	0,56	-	-	-	-	0,55	-	-	-	-	-	-	0,66	<1
La	9,9	7,3	11,3	10,6	11,5	11,4	10,06	11,6	15,2	13,7	11,1	10,62	15,1	12,5	16,7	14,3	13,5	16,7	14,97	14,4
Ce	20,7	13,9	21,3	21,9	21,9	32,7	25,15	22,7	28,8	26,2	22,2	26,11	28,2	25,0	24,9	24,0	32,2	36,9	35,90	32,6
Pr	-	-	-	-	-	-	3,43	-	-	-	-	3,57	-	-	-	-	-	-	4,96	-
Nd	15,9	11,0	16,5	14,5	15,7	13,0	15,68	14,0	19,2	18,0	13,0	16,30	19,3	17,1	22,6	20,4	20,0	17,0	22,39	18,7
Sm	3,85	2,95	3,57	3,62	3,68	3,75	3,76	3,87	4,37	4,23	3,43	3,94	4,51	3,94	4,75	4,19	5,26	5,76	5,38	4,72
Eu	1,17	1,00	1,11	1,09	1,13	1,10	1,03	0,99	1,36	1,32	0,96	1,11	1,60	1,46	1,43	1,24	1,37	1,91	1,48	1,26
Gd	-	-	-	-	-	-	3,51	-	-	-	-	3,77	-	-	-	-	-	-	5,00	-
Tb	0,77	0,43	0,55	0,45	0,52	0,55	0,52	0,62	0,95	0,62	0,52	0,57	0,60	0,92	0,78	0,64	0,72	0,90	0,76	0,66
Dy	-	-	-	-	-	-	3,15	-	-	-	-	3,48	-	-	-	-	-	-	4,52	-
Ho	-	-	-	-	-	-	0,68	-	-	-	-	0,76	-	-	-	-	-	-	0,98	-
Er	-	-	-	-	-	-	1,85	-	-	-	-	2,05	-	-	-	-	-	-	2,59	-
Tm	-	-	-	-	-	-	0,27	-	-	-	-	0,30	-	-	-	-	-	-	0,39	-
Yb	1,9	1,6	1,8	1,9	1,8	1,9	1,79	2,1	2,1	2,0	2,1	1,95	2,3	1,8	2,2	2,0	2,9	2,9	2,49	2,25
Lu	0,25	0,22	0,25	0,27	0,27	0,25	0,27	0,36	0,29	0,37	0,27	0,29	0,33	0,26	0,29	0,26	0,52	0,42	0,37	0,32

Примечания: Привязки образцов базальтов магнезиального типа: 1/916 - скв.1, гл. 916 м; 4/828 - скв.4, гл. 828 м; 5/20 - скв.5, гл. 20 м; 5/640 - скв.5, гл. 640 м; 5/718 - скв.5, гл.718 м; 5/95, 5/95\* - СГ-4 (обр. 2573-2578, инт. 399,66-400,53 м); 6/95 - СГ-4 (обр. 2557-2694, инт. 397,38-413,79 м). 2. Привязки образцов базальтов глиноземистого типа: 3/115-скв.3, гл. 115 м; 3/95 - СГ-4 (обр. 2313-2314, инт. 357,9-358,21 м); 4/95, 4/95\* - СГ-4 (обр. 2278-2368, инт. 349,05-371,22 м); 5/966 - скв.5, гл. 966 м; 4/1088 - скв.4, гл. 1088 м; 434/1, 434/2 - в 300 м к востоку от устья СГ-4. 3. Привязки образцов ферробазальтов-ферроандезибазальтов: 1/95 - СГ-4 (обр. 1060-1064, инт. 212,7-214,0 м); 2/95, 2/95\* - СГ-4 (обр. 1387-1426, инт. 249,86-254,32 м); 614 - СГ-4, гл. 128,6 м.

\*Содержание элементов-примесей в образце определено методом ICP-MS, в остальных образцах – методами XRF и INAA.

Состав базальтоидов гороблагодатского и туринского комплексов

Комплекс	Гороблагодатский комплекс						туринский комплекс										
	ферробазальты						латиты										шошониты
№обр.	101/98	101/98*	50/98	52/98	431/6	431/7	104/98	104/98*	29/95	3/481	3/685	30/95	312/1	312/2	3/316	330/2	
SiO <sub>2</sub>	48,07	-	48,24	49,42	-	52,98	59,45	-	57,13	59,22	60,31	58,74	58,43	57,16	54,76	53,61	
TiO <sub>2</sub>	1,11	1,04	1,05	1,02	-	1,21	1,00	1,01	0,75	0,56	0,80	0,51	0,39	0,55	0,87	0,39	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,49	-	15,25	14,66	-	15,61	16,98	-	18,56	19,56	15,52	18,65	19,02	18,36	19,61	21,03	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	12,98	-	11,61	15,72	13,12	11,79	6,92	-	4,97	4,85	5,96	4,14	4,29	4,91	6,78	2,38	
MnO	0,18	0,19	0,20	0,18	-	0,18	0,33	0,51	0,20	0,17	0,26	0,23	0,26	0,24	0,13	0,15	
MgO	4,53	-	4,61	6,1	-	4,24	1,21	-	2,36	1,87	2,72	2,46	3,40	3,37	2,97	4,08	
CaO	8,80	-	8,96	9,07	9,30	5,04	2,79	-	2,64	2,37	1,90	2,45	0,52	2,41	5,40	10,47	
Na <sub>2</sub> O	2,42	-	3,26	3,4	4,64	3,84	4,73	-	4,16	5,24	6,48	3,06	2,96	3,96	3,51	3,42	
K <sub>2</sub> O	1,56	-	0,53	0,18	-	0,67	3,91	-	4,41	3,48	4,29	4,87	9,37	7,13	1,94	0,20	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	-	0,20	0,198	-	0,24	0,33	-	0,21	0,23	0,31	0,13	0,15	0,23	0,28	0,22	
ppp	3,69	-	6,06	-	-	4,19	2,29	-	2,6	2,49	-	3,1	-	-	3,74	4,14	
Сумма	100,03	-	99,97	99,948	-	99,99	99,94	-	97,99	100,04	98,70	98,34	98,90	98,42	99,99	100,09	
Ba	-	768	179	-	-	115	-	631	1023	942	688	1113	1026	1081	739	145	
Rb	20	24,3	8	3,4	-	17	54	58,6	98	32	14	96	104	82	26	-	
Sr	402	359	447	196	275	711	186	172	504	785	162	494	498	736	847	1391	
Cs	-	0,33	-	-	-	-	-	0,12	-	0,2	0,4	-	0,2	0,3	0,9	0,2	
Ta	-	0,15	0,2	0,1	0,1	0,1	-	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	
Nb	-	2,84	-	-	-	-	-	7,31	-	9	-	-	5	6	9	4	
Hf	-	1,56	1,4	2,3	2,2	2,8	-	3,71	3,1	2,9	3,5	3,2	3,6	3,4	3,0	2,6	
Zr	<15	56	<20	<20	-	124	113	139	178	134	153	182	162	162	129	118	
Y	14	23	13	15	-	31	37	42	-	24	28	-	31	30	25	-	
Th	-	1,18	2,1	0,9	1,8	2,1	-	5,45	6,4	5,3	5,6	7,7	8,0	7,7	2,7	5,9	
U	-	0,42	-	-	0,4	0,5	-	1,6	2,5	0,8	0,9	1,5	1,5	1,3	0,9	0,5	
Cr	149	33	13	39	10	9	63	19	6	8	17	3	4	5	61	4	
Ni	105	26	<10	64	-	16	35	15	-	20	19	<35	15	16	39	15	
Co	-	35	35,2	37,2	30,3	27,1	-	10	6	9	12	4	5,4	7,2	31,3	3,7	

№обр.	101/98	101/98*	50/98	52/98	431/6	431/7	104/98	104/98*	29/95	3/481	3/685	30/95	312/1	312/2	3/316	330/2
Sc	-	43	46,6	37,1	37,2	38,4	-	10	1,5	4,9	7,7	0,9	1,6	1,7	30,5	1,5
V	259	454	-	-	-	268	107	104	400	134	121	<150	109	159	273	135
Cu	273	164	172	153	-	266	114	79	51	90	76	38	52	48	166	18
Pb	<8	2,7	<8	-	-	-	<8	11,7	-	-	18	-	-	10	4	2
Zn	86	99	102	82	-	114	216	225	170	115	107	139	108	123	99	69
Be	-	0,89	-	-	-	-	-	2,17	-	-	-	-	-	-	-	-
La	-	9,63	8,8	11,0	14,4	17,4	-	33,26	41,4	36,9	40,5	50,0	54,1	50,0	23,1	22,2
Ce	-	22,44	17,5	22,0	26,0	32,9	-	71,29	79,8	61,4	73,1	96,3	58,7	55,1	44,1	33,2
Pr	-	3,04	-	-	-	-	-	9,29	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	13,95	12,0	14,0	19,9	22,9	-	40,94	33,0	31,6	42,7	41,0	44,4	48,0	31,4	14,6
Sm	-	3,61	3,35	4,21	4,84	5,78	-	9,42	6,66	5,65	8,12	7,26	7,62	7,93	5,88	2,76
Eu	-	1,32	1,26	1,45	1,50	1,89	-	2,46	1,54	1,85	2,25	1,68	1,96	2,29	1,67	1,76
Gd	-	3,70	-	-	-	-	-	8,43	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	0,57	0,50	1,49	0,66	1,09	-	1,23	0,73	0,75	1,16	0,89	0,70	0,71	1,02	0,37
Dy	-	3,67	-	-	-	-	-	6,92	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	0,82	-	-	-	-	-	1,41	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	2,11	-	-	-	-	-	3,74	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	0,32	-	-	-	-	-	0,54	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	2,08	2,2	2,2	2,0	2,6	-	3,48	2,0	2,3	2,8	2,5	2,5	2,6	2,5	1,5
Lu	-	0,31	0,28	0,29	0,28	0,35	-	0,53	0,28	0,31	0,37	0,31	0,38	0,37	0,31	0,19

Примечания:

Привязки образцов гороблагодатского комплекса: 101/98, 101/98\* - Верхнетуринский пруд (Зеленый мыс); 50/98 - скв.4 (инт. 38-42 м); 52/98 - скв.1 (инт. 780-801 м); 431/6, 431/7 - северный берег Верхнетуринского пруда. 2. Привязки образцов туринского комплекса: 104/98, 104/98\* - южная окраина г.Верхняя Тура; 29/95, 30/95, 312/1, 312/2 - дорожная выемка на автомагистрали Екатеринбург – Серов вблизи поворота на г.Красноуральск; 3/481 - скв.3, гл. 481 м; 3/685 - скв.3, гл. 685 м; 3/316 - скв.3, гл. 316 м; 330/2 - вершина горы Еловица.

\*Содержание элементов-примесей в образце определено методом ICP-MS, в остальных образцах – методами XRF и INAA.

Средний состав толеитов островных дуг

Окисел, вес% Элемент, г/г	Алеутская дуга				Марианская дуга	
	Центральная зона		Восточная зона		Среднее	Ст. откл.
	Среднее	Ст. откл.	Среднее	Ст. откл.		
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49,93	0,82	50,26	1,81	53,90	0,89
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,86	0,07	1,18	0,23	0,81	0,07
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19,89	1,46	18,31	1,09	17,97	0,92
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,73	1,66	-	-	5,38	3,50
<b>FeO</b>	7,20	3,32	-	-	4,08	3,40
<b>FeOобщ.</b>	-	-	10,32	1,40	-	-
<b>MnO</b>	0,18	0,03	0,19	0,03	0,17	0,01
<b>MgO</b>	4,21	1,73	4,87	1,08	3,51	0,67
<b>CaO</b>	10,14	0,51	10,05	1,40	9,87	0,50
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,18	0,32	3,19	0,44	2,76	0,29
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,80	0,21	0,87	0,25	0,56	0,04
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,17	0,03	0,25	0,12	0,14	0,03
<b>Ba</b>	362	92	378	87	196	14
<b>Rb</b>	12,0	5,8	14,0	4,3	9,6	0,7
<b>Sr</b>	592	99	497	77	279	14
<b>Ta</b>	0,07	-	-	-	0,07	0,01
<b>Nb</b>	5,00	1,41	3,35	1,33	0,89	0,28
<b>Hf</b>	2,11		2,57	1,23	1,68	0,13
<b>Zr</b>	54	11	96	25	61	3
<b>Y</b>	18,6	2,0	24,5	3,7	24,9	2,2
<b>Th</b>	1,99	-	1,57	0,45	0,58	0,12
<b>U</b>	1,08	-	0,74	0,22	0,22	-
<b>Cr</b>	55,4	45,8	7,8	4,4	10,3	3,8
<b>Ni</b>	35,0	23,5	15,5	9,1	11,1	2,0
<b>Co</b>	25,0	3,8	31,7	6,0	42,0	-
<b>Sc</b>	27,3	7,1	-	-	-	-
<b>V</b>	271	27	347	43	266	30

Окисел, вес% Элемент, г/г	Алеутская дуга				Марианская дуга	
	Центральная зона		Восточная зона		Среднее	Ст. откл.
	Среднее	Ст. откл.	Среднее	Ст. откл.		
<b>Pb</b>	4,7	0,6	23,0	-	2,1	-
<b>La</b>	6,67	1,39	9,45	2,22	4,44	0,69
<b>Ce</b>	16,11	2,74	23,03	4,94	10,15	1,63
<b>Pr</b>	-	-	3,43	0,78	1,91	-
<b>Nd</b>	10,18	2,22	17,00	3,86	8,44	1,09
<b>Sm</b>	2,74	0,41	4,21	0,63	2,81	0,26
<b>Eu</b>	1,01	0,11	1,30	0,19	1,04	0,10
<b>Gd</b>	3,14	0,31	3,98	0,50	3,23	0,57
<b>Tb</b>	0,37	-	0,69	0,09	0,63	0,07
<b>Dy</b>	3,11	0,34	4,42	0,74	4,29	-
<b>Er</b>	1,93	0,22	2,51	0,43	2,66	-
<b>Tm</b>	-	-	0,34	0,07	0,40	0,04
<b>Yb</b>	1,66	0,23	2,35	0,39	2,56	0,26
<b>Lu</b>	0,21	-	0,33	0,03	0,42	0,04
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,703288	-	0,703149	-	0,703418	-
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,513062	-	0,512200	-	0,513046	-
<b>n(вес.%)</b>	25-30	-	11-16	-	8	-
<b>n(г/г)</b>	9-27	-	6-15	-	8	-

Средний состав известково-щелочных и субщелочных базальтоидов островных дуг

Окисел, вес% Элемент, г/т	Центральная Камчатка								Дуга Хонсю			
	Фронтальная и центральная зоны				Тыловая зона (Центрально-Камчатская депрессия)				Тыловая зона (юго-западная и северо-восточная зоны дуги)			
	известково-щелочные базальтоиды				шошониты		субщелочные базальты		шошониты		субщелочные базальты	
	Среднее	Ст. откл.	Среднее	Ст. откл.	Среднее	Ст. откл.	Среднее	Ст. откл.	Среднее	Ст. откл.	Среднее	Ст. откл.
SiO <sub>2</sub>	51,41	1,07	54,26	1,03	53,99	1,55	49,98	2,07	51,88	1,55	47,36	1,56
TiO <sub>2</sub>	0,93	0,12	0,84	0,10	1,15	0,24	1,70	0,22	1,15	0,16	2,32	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,59	1,57	15,85	1,16	17,53	0,65	17,17	0,68	16,88	1,22	15,26	0,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,31	1,43	2,75	1,28	2,75	0,80	4,95	2,80	3,14	0,63	2,19	0,71
FeO	6,05	1,40	5,88	1,62	5,57	0,87	5,27	2,79	4,58	1,33	7,34	0,36
MnO	0,17	0,01	0,16	0,01	0,15	0,01	0,17	0,01	0,15	0,05	0,17	0,02
MgO	7,32	1,70	7,08	1,85	4,62	0,87	6,36	1,52	5,29	0,80	7,96	1,37
CaO	9,77	0,60	9,02	0,83	7,87	0,55	8,09	0,99	9,10	0,66	9,00	0,70
Na <sub>2</sub> O	2,80	0,27	2,97	0,26	3,57	0,26	3,83	0,21	2,90	0,11	3,35	0,49
K <sub>2</sub> O	0,82	0,23	0,94	0,25	1,51	0,36	1,63	0,39	2,16	0,54	1,57	0,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,05	0,17	0,04	0,37	0,13	0,55	0,07	0,48	0,14	0,64	0,24
Ba	292	86	316	79	515	105	462	78	747	210	552	247
Rb	14,1	4,5	16,6	5,6	28,7	12,7	23,6	7,1	38,4	14,2	36,2	15,2
Sr	384	134	341	92	493	109	701	87	649	114	743	273
Ta	0,13	0,08	0,10	0,03	0,29	0,13	0,92	0,24	0,23	0,12	2,40	0,88
Nb	1,80	0,86	1,90	0,77	4,93	2,43	17,95	4,67	5,54	1,07	31,33	9,98
Hf	2,04	0,29	2,01	0,14	3,55	0,91	3,99	0,61	3,22	0,87	4,65	1,81
Zr	78	12	84	9	144	39	174	28	129	28	190	44
Y	18,7	2,1	18,3	3,6	23,1	5,5	21,6	2,2	19,2	2,2	24,2	4,8
Th	0,65	0,23	0,88	0,37	1,52	0,63	2,09	0,72	2,43	1,45	4,43	1,60
U	0,37	0,10	0,48	0,16	0,80	0,35	0,73	0,23	-	-	-	-
Cr	263,3	197,8	293,5	197,3	90,8	52,2	126,6	82,1	119	53	241	121
Ni	80,9	60,7	80,1	54,2	43,0	24,6	81,9	55,4	37,4	28,1	136,2	90,3

Окисел, вес% Элемент, г/т	Центральная Камчатка								Дуга Хонсю			
	Фронтальная и центральная зоны				Тыловая зона (Центрально-Камчатская депрессия)				Тыловая зона (юго-западная и северо-восточная зоны дуги)			
	известково-щелочные базальтоиды				шошониты		субщелочные базальты		шошониты		субщелочные базальты	
	Среднее	Ст. откл.	Среднее	Ст. откл.	Среднее	Ст. откл.	Среднее	Ст. откл.	Среднее	Ст. откл.	Среднее	Ст. откл.
Co	37,4	5,3	33,7	5,1	29,3	4,1	36,3	8,2	28,1	3,4	48,2	12,9
Sc	33,1	3,9	31,0	5,7	23,8	2,4	23,9	3,3	24,6	4,6	24,5	4,2
V	269	35	235	25	232	38	229	23	251	10	-	-
Pb	2,7	0,7	3,0	0,9	5,47	1,87	3,36	1,17	-	-	-	-
Zn	81	7	76	6	88	10	86	5	45,3	25,1	-	-
La	6,04	1,48	6,11	1,43	14,02	4,57	20,71	3,46	14,83	3,74	36,62	9,84
Ce	15,88	3,53	14,98	3,26	33,88	10,11	47,21	6,29	31,62	6,26	75,60	23,49
Pr	2,42	0,48	2,37	0,50	4,89	1,43	6,38	0,68	-	-	-	-
Nd	11,75	1,95	11,54	1,47	21,96	6,34	28,57	2,19	14,23	1,30	37,39	16,05
Sm	3,26	0,44	3,10	0,29	5,41	1,58	7,25	1,09	3,69	0,74	7,49	2,41
Eu	1,02	0,13	0,95	0,11	1,50	0,30	1,95	0,17	1,26	0,19	2,31	0,57
Gd	3,11	0,32	3,00	0,13	4,59	1,15	5,59	0,60	-	-	-	-
Tb	0,51	0,06	0,47	0,03	0,72	0,18	0,81	0,09	0,66	0,25	0,93	0,24
Dy	3,13	0,40	3,11	0,32	3,93	1,04	4,68	0,47	-	-	-	-
Ho	0,66	0,09	0,64	0,06	0,84	0,20	0,89	0,08	-	-	-	-
Er	1,92	0,24	1,84	0,17	2,43	0,59	2,43	0,23	-	-	-	-
Tm	0,29	0,04	0,28	0,02	0,36	0,09	0,35	0,05	-	-	-	-
Yb	1,84	0,29	1,77	0,13	2,29	0,57	2,21	0,28	1,68	0,06	2,18	0,42
Lu	0,28	0,04	0,27	0,03	0,35	0,08	0,33	0,04	0,24	0,01	0,30	0,06
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,703409	-	0,703488	-	0,703460	-	0,703386	-	-	-	0,704728	-
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,513073	-	0,513084	-	0,513069	-	0,512998	-	-	-	0,512234	-
n(вес.%)	32		11		18		8		9		46	
n(г/т)	32		11		18		8		3-9		42-46	

## Средний состав субщелочных и толеитовых базальтоидов Эфиопского, Йеменского и Красноморского рифтов

Окисел, вес% Эле- мент, г/т	Эфиопский рифт						Йеменский рифт				Красноморский рифт			
	субщелочные базальты				толеитовые ба- зальты		субщелочные базальты				субщелочные ба- зальты		толеитовые ба- зальты	
	Среднее	Ст.откл.	Среднее	Ст.откл.	Среднее	Ст.откл.	Среднее	Ст.откл.	Среднее	Ст.откл.	Среднее	Ст.откл.	Среднее	Ст.откл.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46,59	0,95	49,32	1,10	49,15	1,08	48,93	1,97	46,23	2,65	47,39	1,94	49,44	1,31
<b>TiO<sub>2</sub></b>	4,04	0,67	3,32	0,55	1,79	0,44	3,27	0,55	2,89	0,71	2,43	0,59	1,80	0,78
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	9,41	1,33	13,86	0,84	15,81	1,15	14,54	1,13	11,64	1,33	15,98	1,26	15,71	1,26
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-	--	-	6,10	3,88	2,46	1,51
<b>FeO</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,47	3,87	8,16	1,93
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> общ</b>	13,71	0,67	13,49	1,54	12,30	1,14	12,97	1,05	13,03	0,95	-	-	-	-
<b>MnO</b>	0,18	0,01	0,20	0,03	0,19	0,04	0,20	0,03	0,19	0,01	0,17	0,03	0,19	0,04
<b>MgO</b>	12,04	3,57	5,09	0,52	6,14	1,47	5,80	1,34	11,16	1,17	7,22	2,55	6,55	2,21
<b>CaO</b>	9,49	0,59	9,28	0,77	10,03	1,23	9,37	1,16	11,19	1,21	10,38	1,35	10,91	1,64
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,09	0,57	2,97	0,28	2,90	0,46	3,06	0,56	2,28	0,50	3,45	0,73	3,25	1,08
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,84	0,29	0,84	0,22	0,46	0,28	1,11	0,39	0,70	0,29	0,79	0,31	0,55	0,51
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,46	0,09	0,50	0,20	0,25	0,12	0,48	0,16	0,32	0,07	0,51	0,20	0,27	0,27
<b>Ba</b>	236	59	336	198	189	141	378	248	230	97	232	96	58	58
<b>Rb</b>	18,6	6,4	17,9	7,2	7,2	6,7	24,2	11,8	15,8	9,2	18,4	8,2	10,0	8,5
<b>Sr</b>	478	102	462	102	373	193	612	229	541	133	448	124	181	120
<b>Ta</b>	2,27	0,80	1,56	0,61	0,42	0,23	-	-	-	-	1,77	0,35	0,25	0,17
<b>Nb</b>	37,47	10,23	25,43	8,28	6,87	3,76	34,80	9,26	27,70	10,19	32,29	10,81	16,11	18,50
<b>Hf</b>	8,17	2,00	6,38	1,59	3,67	1,60	-	-	-	-	4,08	1,33	1,99	0,53
<b>Zr</b>	331	64	254	62	135	55	265	48	191	41	219	82	133	83
<b>Y</b>	34,2	3,9	38,8	6,7	32,4	7,8	34,2	6,0	24,5	4,4	30,3	12,7	34,0	6,9
<b>Th</b>	2,99	0,79	2,52	0,77	0,78	0,50	3,39	1,18	2,62	0,87	2,30	0,59	0,43	0,28
<b>U</b>	0,83	0,23	0,80	0,25	0,26	0,18	0,79	0,28	0,56	0,27	0,68	0,19	0,18	0,10
<b>Cr</b>	765,6	328,4	80,3	50,4	123,3	62,0	100,9	82,9	620,4	177,6	269,5	183,0	249,3	142,3
<b>Ni</b>	385,7	232,3	38,3	20,9	74,7	34,3	52,5	35,5	190,1	111,5	178,4	112,5	108,9	67,5

Окисел, вес% Эле- мент, г/т	Эфиопский рифт						Йеменский рифт				Красноморский рифт			
	субщелочные базальты				толеитовые ба- зальты		субщелочные базальты				субщелочные ба- зальты		толеитовые ба- зальты	
	Среднее	Ст.откл.	Среднее	Ст.откл.	Среднее	Ст.откл.	Среднее	Ст.откл.	Среднее	Ст.откл.	Среднее	Ст.откл.	Среднее	Ст.откл.
<b>Co</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	64,5	44,2	46,8	7,4
<b>Sc</b>	-	-	-	-	-	-	27,0	4,5	36,1	4,2	29,8	2,9	41,2	4,2
<b>V</b>	338	41	333	57	258	64	326	48	362	59	444	143	-	-
<b>Cu</b>	-	-	-	-	-	-	58	51	69	45	-	-	109	47
<b>Pb</b>	2,5	0,4	3,1	1,0	2,2	1,2	3,0	1,1	2,3	1,7	2,4	1,4	12,5	17,4
<b>Zn</b>	114	9	109	33	92	10	119	18	95	12	71	14	83	16
<b>La</b>	30,94	7,55	25,14	6,59	9,97	4,75	31,61	7,33	23,80	7,18	35,66	21,91	3,29	1,94
<b>Ce</b>	73,26	17,86	59,57	14,50	24,01	11,73	71,45	15,56	53,50	14,45	43,78	7,41	8,84	4,01
<b>Pr</b>	9,78	2,18	7,88	1,80	3,48	1,61	-	-	-	-	4,78	0,80	-	-
<b>Nd</b>	43,74	9,29	35,64	8,35	17,01	7,46	40,14	7,49	30,36	6,32	24,98	5,17	7,51	2,67
<b>Sm</b>	9,66	1,80	8,09	1,64	4,55	1,66	9,00	1,70	6,58	1,12	5,60	1,71	2,90	0,77
<b>Eu</b>	2,96	0,52	2,75	0,64	1,63	0,54	-	-	-	-	1,86	0,35	1,08	0,26
<b>Gd</b>	9,14	1,44	8,24	1,62	5,42	1,71	-	-	-	-	6,29	4,14	4,18	1,28
<b>Tb</b>	1,26	0,19	1,20	0,23	0,87	0,26	-	-	-	-	0,95	0,46	0,74	0,21
<b>Dy</b>	6,74	0,92	6,84	1,24	5,36	1,43	-	-	-	-	4,06	0,35	6,15	0,07
<b>Ho</b>	1,19	0,16	1,29	0,23	1,07	0,27	-	-	-	-	1,35	1,18	1,14	0,37
<b>Er</b>	2,89	0,34	3,34	0,61	2,93	0,68	-	-	-	-	2,44	0,07	-	-
<b>Tm</b>	0,37	0,05	0,45	0,08	0,41	0,09	-	-	-	-	1,05	0,75	0,48	0,14
<b>Yb</b>	2,14	0,29	2,72	0,54	2,58	0,59	-	-	-	-	2,49	1,62	3,14	0,86
<b>Lu</b>	0,31	0,04	0,41	0,08	0,40	0,09	-	-	-	-	0,38	0,24	0,48	0,12
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	-	-	-	-	-	-	0,704047		0,703864		0,703441		0,703023	
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	-	-	-	-	-	-	0,512835		0,512848		0,513039		0,513036	
<b>n(вес.%)</b>	9		13		14		40		9		40		37-49	
<b>n(г/т)</b>	9		13		14		23-40		9		2-40		6-35	