

УДК 552.111

ПЕТРОЛОГИЯ СУБЩЕЛОЧНОГО ВУЛКАНИЗМА – ИНДИКАТОРА ПОЗДНЕВЕНДСКОГО РИФТОГЕНЕЗА, ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА

© 2001 г. Е. В. Карпухина, В. А. Первов, Д. З. Журавлев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
109017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия; e-mail: evgesha@igem.ru

Поступила в редакцию 20.03.2001 г.

Субщелочной магматизм западного склона Урала является индикатором процессов рифтогенеза, сопровождавшего распад суперконтинента Родиния на рубеже позднего протерозоя–раннего палеозоя. Изученные продукты магматизма этого этапа входят в состав благодатского, кусьинского и дворецкого комплексов и представлены субщелочными основными и ультраосновными эффузивными и субвулканическими породами. Породы варьируют по уровню обогащения щелочами и некогерентными редкими элементами. Так, трахибазальты благодатского комплекса близки составам континентальных толеитов с $(La/Yb)_n = 4-7$, а трахибазальты дворецкого комплекса близки по геохимическим особенностям породам щелочно-базальтовых серий, наиболее обогащены некогерентными элементами и имеют $(La/Yb)_n = 15-25$. Изотопные составы пород также несколько варьируют. Благодатские трахибазальты попадают в область наиболее деплетированных составов с $\epsilon_{Nd} = 6.9$. Трахибазальты дворецкого комплекса и субщелочные габброиды по изотопному составу (ϵ_{Nd} от 4.4 до 5.0, ϵ_{Sr} от -15 до -20) соответствуют породам, связанным с активностью современных мантийных плюмов. Кусьинские щелочные пикриты имели более обогащенный источник и характеризуются значениями $\epsilon_{Nd} = 2.9$ и $\epsilon_{Sr} = -10$. Предполагается, что формирование изученных пород могло быть связано с активностью единого мантийного плюма. Разнообразие составов вулканитов трахибазальт-трахиандезитовой серии дворецкого комплекса связано с участием нескольких процессов. При доминирующей роли кристаллизационной дифференциации исходного расплава имела место контаминация (до 5%) расплава коровым веществом, а также происходило взаимодействие пород с морской водой.

Ультрамафитовые породы западного склона Урала являются носителями информации о составе мантии и условиях глубинного магнеобразования в пределах восточного окончания Русской платформы в период позднепротерозойской тектоно-магматической активизации Земли. В это время была заложена система структур доуралид, развитие которой в дальнейшем привело к образованию Уральско-складчатого пояса (Моссаковский, 1996).

Изучению геологических и петрографо-минералогических характеристик докембрийских ультрамафитовых пород западного склона в период 1950–2000 гг. были посвящены работы многих исследователей (Кухаренко, 1960, 1962; Смирнов и др., 1973; Шурубор, 1967; Зильберман, 1976, 1980, 1996; и др.). Была установлена принадлежность этих пород к субщелочной серии и охарактеризованы их геологические, петрографические и минералогические особенности. Были также предприняты немногочисленные попытки определения возраста пород (Румянцева, 1967; Лукьянова, Вольнин, 1979) с использованием К-Аг метода, но полученные данные зачастую отражают время вторичных преобразований.

Цель настоящего исследования состояла в установлении специфики формирования мантийных магматических пород западного склона Урала на примере трех вулканических комплексов: благодатского, кусьинского и дворецкого. В этой связи было проведено детальное изучение вещества состава ультрамафитов (на примере трех вулканических комплексов), сопоставление изученных пород с эталонными сериями различных геодинамических обстановок, оценены составы их мантийных источников.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания главных компонентов пород определены методом рентгенофлюоресцентного анализа в химической лаборатории ОИГГиМ СО РАН (г. Новосибирск). Содержания K_2O и Na_2O уточнены методом пламенной фотометрии. Содержания FeO , H_2O^+ , H_2O^- , CO_2 были измерены классическими методами химического анализа в ЦХЛ ИГЕМ РАН, малые и редкие элементы (в том числе РЗЭ) – методом ICP-MS, изотопный состав стронция и неодимия проанализирован на масс-спектрометре Finnigan MAT-262. Химичес-

кий состав минералов (около 100 анализов) выполнен на электронном микроскопе CamScan и на микрозонде SX-50 Camebax в лабораториях Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и ИГЕМ РАН.

**ГЕОЛОГИЯ
И ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД**

Объектами исследований являлись три вулканических комплекса – благодатский, кусьинский и дворецкий, расположенные в пределах Кваркушско-Каменногорского поднятия Центрально-Уральской мегазоны (рис. 1). Под изученной территорией, местами вплоть до Главного Уральского разлома, прослеживается восточное окончание Волго-Камского мегаблока кристаллического фундамента Русской платформы (Иванов, Русин, 2000). Кроме того, район работ попадает в юну структур Пермского выступа, который выделяется в пределах мегаблока по геофизическим данным и имеет северо-восточное простирание. С этой зоной связаны максимальные проявления субщелочного и щелочного магматизма, в том числе и изученные вулканические комплексы.

Благодатский вулканический комплекс сложен толщью среди терригенных отложений, условно датированых ранним вендом. Наиболее изученным участком распространения пород комплекса является гора Благодать, на восточном склоне которой находятся выходы вулканитов площадью 3.0 × 0.7 км². Вулканическая толща состоит из переслаивающихся линзовидных пластов лав, туфов, туфобрекчий трахибазальтов (около 80% объема комплекса), а также трахиандезитобазальтов с подчиненными прослоями карбонатных пород, глинистых сланцев и песчаников и составляет фрагмент синклинали складки, приуроченной к пологозалегающему тектоническому блоку, выдвинутому на запад. С востока вулканиты частично перекрыты блоком среднедевонских отложений. В пределах Благодатской площади встречены гиадокластиты пикрит-трахибазальтового состава, выходы которых (лавовые потоки с шаровой отдельностью) известны и на других участках распространения пород комплекса. Палеофациальные условия формирования благодатского комплекса рассматриваются разными исследователями неоднозначно. По мнению одних, накопление продуктов вулканизма происходило в результате извержений из цепочки вулканов центрального и трещинного типа в условиях мелководного морского бассейна. При этом отдельные части вулканической толщи выходили на поверхность. Извержения носили эксплозивный характер и сопровождалась выбросами пирокластиков. Большинство исследователей придерживается мнения, что вулканиты благодатского комплекса

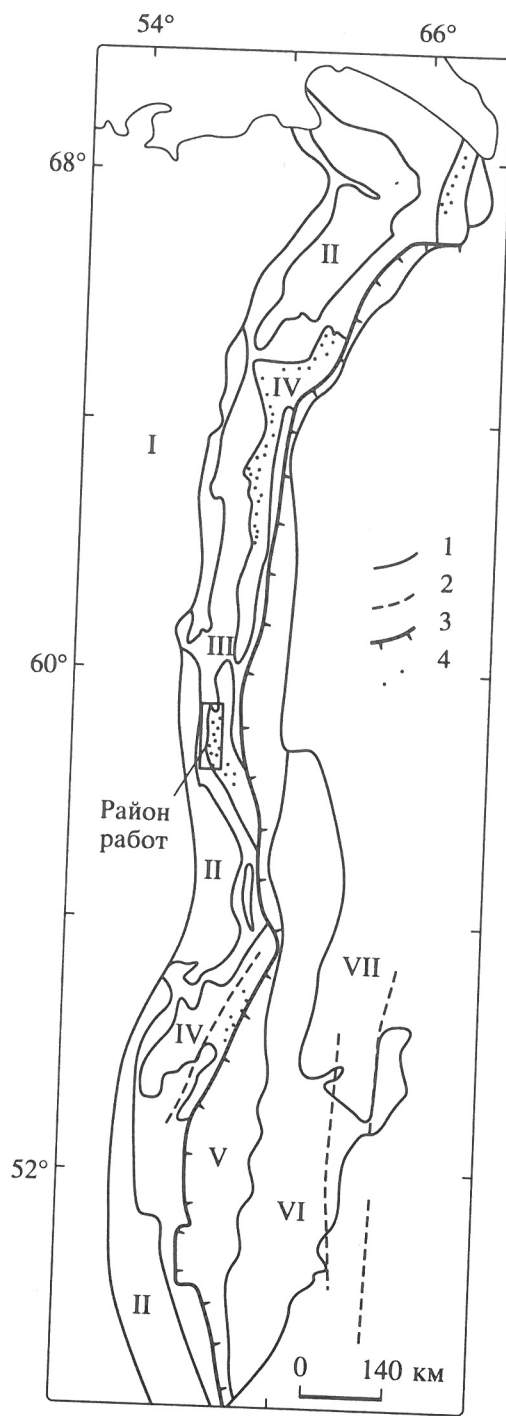


Рис. 1. Схема структурного районирования Урала по (Пучков, 1997).
I – границы мегазон (I – Русская платформа; II – Предуральский краевой прогиб; III – Западно-Уральская мегазона; IV – Центрально-Уральская мегазона; V – Тагило-Магнитогорская мегазона; VI – Восточно-Уральская мегазона; VII – Западно-Сибирская плита); 2 – разломы; 3 – Главный Уральский разлом; 4 – комплексы-индикаторы эпиконтинентального рифтогенеза в позднем протерозое.

повсеместно стратифицированы. Вместе с тем широкое развитие гиалокластитов свидетельствует о подводных условиях формирования комплекса. При излиянии лав в водную среду происходило дробление пород под воздействием быстро оседающих из лав летучих компонентов при участии воды, что приводило к образованию гиалокластитов. Субвулканические, возможно гипабиссальные, фации пород комплекса представлены редкими пластовыми и секущими телами габброидов. Так, севернее горы Благодать, в бассейне р. Чикман вендские (?) осадочные породы прорваны многочисленными дайками субщелочных габбро и редкими телами пикритов.

Среди пород комплекса в районе горы Благодать опробованы туфобрекчии трахибазальтов и массивные участки девитрифицированного стекла с редкими вкрапленниками из гиалокластитов того же состава. Ксенолиты трахибазальтов из туфобрекчии и гиалокластиты были детально изучены петролого-геохимическими методами. Кроме того, проанализированы субвулканические габброиды бассейна р. Чикман, несколько образцов которых были отобраны из керна скважин С-9, 13, 16 и 17, пробуренных на участке для заверки аномалии А-69.

Основные петрографо-минералогические характеристики изученных пород представлены в табл. 1. Породообразующие минералы трахибазальтов горы Благодать – клинопироксен (до 10% объема породы) и плагиоклаз (около 20–25%). Состав моноклинных пироксенов отличается по-

ниженными содержаниями СаО и Al₂O₃ (19.2 и 1.7 мас. % соответственно) при MgO = 17.2 мас % (табл. 2, ан. 1). В интерстициях между вкрапленниками клинопироксена и полевого шпата встречаются редкие зерна рудного минерала. Для благодатских трахибазальтов характерны миндалины, заполненные хлоритом. Гиалокластиты представляют собой палеотипные аналоги туфов и туфобрекчии пикрит-трахибазальтового состава. Они в большой степени подвержены хлоритизации, гематитизации, карбонатизации и окварцеванию. Габброиды б-на р. Чикман представляют собой субвулканическую, нацело раскристаллизованную породу с крупно- и среднезернистой структурой. Среди них выделяется крупнозернистая разновидность – рудное габбро, в котором содержание титаномагнетита составляет до 5% объема породы. Титаномагнетит образует крупные гипидиоморфные или ксеноморфные зерна в промежутках между ранними фазами, а также вместе с хлоритом является продуктом распада керсутита, образуя при этом мелкие включения, равномерно распределенные в хлоритовой массе. Для породы характерно наличие акцессорного апатита (до 3–5% объема породы), который образует крупные длиннопризматические кристаллы, включенные в пироксен и керсутит.

В нижнем течении р. Кусья в 10 км к юго-востоку от г. Горнозаводска силлы и взрывные брекции пикритов и субщелочных габбро кусьинского комплекса прорывают алевролиты и песчаники керносской свиты венда. Крупные блоки

Таблица 1. Характеристика изученных пород западного склона Урала

| Комплекс | Порода | Номер образца | Структура | Минералогия |
|-------------------|--------------------|-----------------------|--------------------------------|--|
| Дворецкий | пикробазальт | V2, 20 | редкопорфировая | (Ol), Cpx (0.7–0.77) |
| | трахибазальт | V4, 7, 12, 13, 21, 22 | порфировая | Cpx(0.8), [Ol], Pl, Ti-Mag |
| | | V10, 16 | афировая | Cpx, Pl, Ti-Mag |
| | трахиандезит | V3 | микропорфировая, | Pl(An _{1.4}), Cpx(0.7–0.75) |
| Кусьинский | пикрит | Q23, 24, 31, 33 | миндалекаменная | Bt(0.6–0.66), Krs, Mag, Ilm, Ap |
| | | | пойкилитовая, порфировидная | Cpx(0.74–0.83), Ol(0.8), [Ol], Phl(0.71–0.77), Krs(0.65), Mag, Ilm, Cr-sp, Ap, Spn |
| Благодатский | субщелочное габбро | Q34 | мелкозернистая | Pl, Cpx(0.68), Ol, Krs, Mag, Ap |
| | трахибазальт | B43, 45 | интерсертальная | Pl, Cpx(0.8), [Ol], Mag |
| Бассейн р. Чикман | гиалокластит | B4 | аповитрофировая | Pl, стекло, Chl |
| | рудное габбро | B51, 53 | среднезернистая, габбровая | Pl, Cpx(0.67–0.76), Krs(0.66), [Ol], Opx, Bt, Mag, Ap, Spn |

Примечание. В круглых скобках указана величина магнезиальности минерала $mg\# = Mg/(Mg + Fe^*)$, где $Fe^* = Fe^{2+} + Fe^{3+}$, ат. [Ol] – псевдоморфозы по оливину.

Таблица 2. Химический состав клинопироксенов из изученных пород

| Компоненты | Благодатский комплекс | | р. Чикман | | Кусьинский комплекс | | | | | | Дворецкий комплекс | | |
|--------------------------------|-----------------------|--------|---------------|--------|---------------------|-------|--------|--------------------|--------|-------|--------------------|--------|--|
| | трахибазальт | | рудное габбро | | пикрит | | | субщелочное габбро | | | шикробазальт | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | |
| SiO ₂ | 52.45 | 48.40 | 46.61 | 47.11 | 50.34 | 51.72 | 46.58 | 48.47 | 48.49 | 48.94 | 49.20 | 45.60 | |
| TiO ₂ | 0.68 | 1.69 | 2.33 | 2.96 | 0.86 | 1.32 | 2.32 | 1.73 | 1.73 | 1.77 | 1.79 | 3.69 | |
| Al ₂ O ₃ | 1.70 | 4.81 | 5.72 | 5.95 | 4.54 | 2.73 | 6.10 | 4.60 | 4.57 | 4.14 | 4.16 | 6.75 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.44 | 0.00 | 0.00 | 0.35 | 1.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.36 | 0.37 | 0.00 | |
| Fe ₂ O ₃ | 0.00 | 6.15 | 6.81 | 3.37 | 0.00 | 0.47 | 5.72 | 3.66 | 3.20 | 0.91 | 3.09 | 3.57 | |
| FeO | 7.90 | 2.11 | 3.82 | 4.26 | 5.50 | 6.17 | 4.74 | 6.97 | 7.10 | 6.68 | 4.79 | 6.07 | |
| MnO | 0.00 | 0.00 | 0.20 | 0.21 | 0.00 | 0.00 | 0.25 | 0.21 | 0.25 | 0.00 | 0.00 | 0.28 | |
| MgO | 17.20 | 13.37 | 11.25 | 13.01 | 14.62 | 14.67 | 12.12 | 12.06 | 11.95 | 14.08 | 14.07 | 11.84 | |
| CaO | 19.17 | 22.94 | 22.70 | 22.43 | 22.59 | 22.22 | 22.10 | 22.03 | 22.57 | 22.12 | 22.31 | 21.91 | |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.88 | 1.00 | 0.56 | 0.00 | 0.49 | 0.62 | 0.56 | 0.42 | 0.00 | 0.43 | 0.50 | |
| Сумма | 99.53 | 100.34 | 100.45 | 100.20 | 99.44 | 99.78 | 100.55 | 100.29 | 100.28 | 99.01 | 100.21 | 100.21 | |
| #Si(IV) | 1.94 | 1.79 | 1.75 | 1.75 | 1.87 | 1.92 | 1.74 | 1.82 | 1.83 | 1.84 | 1.83 | 1.71 | |
| #Al(IV) | 0.06 | 0.21 | 0.25 | 0.25 | 0.13 | 0.08 | 0.26 | 0.18 | 0.17 | 0.16 | 0.17 | 0.29 | |
| T-позиция | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | |
| #Al(IV) | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.07 | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | |
| #Ti | 0.02 | 0.05 | 0.07 | 0.08 | 0.02 | 0.04 | 0.07 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.10 | |
| #Cr | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | |
| #Fe* | 0.24 | 0.24 | 0.31 | 0.22 | 0.17 | 0.28 | 0.31 | 0.32 | 0.40 | 0.24 | 0.24 | 0.29 | |
| #Mn ⁺² | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | |
| #Mg | 0.95 | 0.74 | 0.63 | 0.72 | 0.81 | 0.81 | 0.68 | 0.67 | 0.67 | 0.79 | 0.78 | 0.66 | |
| #Ca | 0.76 | 0.91 | 0.91 | 0.89 | 0.90 | 0.88 | 0.89 | 0.89 | 0.91 | 0.89 | 0.89 | 0.88 | |
| #Na | 0.00 | 0.06 | 0.07 | 0.04 | 0.00 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.00 | 0.03 | 0.04 | |
| M1, M2 поз. | 1.99 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.08 | 2.00 | 2.00 | 2.10 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | |
| #O | 5.99 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.08 | 6.00 | 6.00 | 6.10 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | |
| mg# | 0.80 | 0.76 | 0.67 | 0.76 | 0.83 | 0.74 | 0.69 | 0.68 | 0.63 | 0.77 | 0.77 | 0.69 | |

Таблица 2. Продолжение

| Компоненты | Дворецкий комплекс | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------------|------------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--|
| | пикробазальт | Срх-грахибазальт | | | | | | | | | | | |
| | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | |
| SiO ₂ | 49.11 | 48.05 | 49.28 | 50.85 | 50.43 | 50.63 | 48.34 | 49.51 | 43.40 | 44.26 | 45.75 | 44.63 | |
| TiO ₂ | 1.95 | 2.31 | 1.91 | 1.18 | 1.25 | 1.32 | 2.30 | 1.31 | 4.29 | 4.02 | 3.74 | 3.51 | |
| Al ₂ O ₃ | 3.58 | 5.13 | 3.93 | 2.85 | 3.01 | 3.29 | 5.01 | 2.75 | 7.00 | 6.78 | 7.20 | 6.74 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.40 | 0.48 | 0.75 | 0.22 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | |
| Fe ₂ O ₃ | 1.77 | 4.59 | 4.70 | 2.51 | 3.98 | 2.57 | 2.57 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | |
| FeO | 7.46 | 3.58 | 2.88 | 3.68 | 2.76 | 3.12 | 5.13 | 4.18 | 6.35 | 6.48 | 6.67 | 6.49 | |
| MnO | 0.00 | 0.24 | 0.00 | 0.21 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.16 | |
| MgO | 13.97 | 13.56 | 14.38 | 14.97 | 15.08 | 14.73 | 13.64 | 17.43 | 13.81 | 13.90 | 14.34 | 14.66 | |
| CaO | 21.94 | 22.26 | 22.52 | 23.05 | 22.51 | 22.96 | 22.07 | 22.50 | 21.78 | 22.51 | 22.34 | 22.84 | |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.65 | 0.70 | 0.38 | 0.64 | 0.63 | 0.46 | 0.51 | 0.80 | 0.60 | 0.87 | 0.43 | |
| Сумма | 99.78 | 100.37 | 100.31 | 100.08 | 100.13 | 100.00 | 99.74 | 98.18 | 97.43 | 98.54 | 100.90 | 99.46 | |
| #Si(IV) | 1.85 | 1.78 | 1.82 | 1.88 | 1.86 | 1.87 | 1.80 | 1.86 | 1.67 | 1.69 | 1.70 | 1.69 | |
| #Al(IV) | 0.15 | 0.22 | 0.17 | 0.12 | 0.13 | 0.13 | 0.20 | 0.12 | 0.32 | 0.30 | 0.30 | 0.30 | |
| T-позиция | 2.00 | 2.00 | 1.99 | 2.00 | 1.99 | 2.00 | 2.00 | 1.98 | 1.99 | 1.99 | 2.00 | 1.99 | |
| #Al(IV) | 0.01 | 0.01 | 0 | 0.00 | 0 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | |
| #Ti | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.04 | 0.12 | 0.12 | 0.10 | 0.10 | |
| #Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | |
| #Fe* | 0.33 | 0.24 | 0.22 | 0.18 | 0.20 | 0.17 | 0.23 | 0.13 | 0.20 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | |
| #Mn ⁺² | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | |
| #Mg | 0.78 | 0.75 | 0.79 | 0.82 | 0.83 | 0.81 | 0.76 | 0.97 | 0.79 | 0.79 | 0.79 | 0.83 | |
| #Ca | 0.88 | 0.88 | 0.89 | 0.91 | 0.89 | 0.91 | 0.88 | 0.90 | 0.90 | 0.92 | 0.89 | 0.92 | |
| #Na | 0.00 | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.04 | 0.06 | 0.03 | |
| M1, M2 поз. | 2.06 | 2.00 | 2.01 | 2.00 | 2.01 | 2.00 | 2.00 | 2.08 | 2.08 | 2.08 | 2.07 | 2.09 | |
| #O | 6.06 | 6.00 | 5.99 | 6.00 | 5.99 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | |
| mg# | 0.70 | 0.76 | 0.78 | 0.82 | 0.81 | 0.83 | 0.77 | 0.88 | 0.80 | 0.79 | 0.79 | 0.80 | |

Таблица 2. Окончание

| Компонент | Дворецкий комплекс | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------------|--|--|--|--|
| | Срх-грахибазальт | | | | | | | | | | трахиандезит | | | | |
| | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | | | | |
| SiO ₂ | 47.34 | 47.90 | 47.08 | 47.85 | 47.56 | 46.29 | 47.28 | 50.96 | 52.98 | 49.75 | 47.72 | | | | |
| TiO ₂ | 2.70 | 2.79 | 2.98 | 2.49 | 2.43 | 2.76 | 2.95 | 0.76 | 0.00 | 0.56 | 0.74 | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 4.77 | 5.31 | 5.19 | 4.52 | 4.81 | 5.42 | 5.85 | 2.39 | 2.01 | 1.44 | 4.40 | | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 3.36 | 27.64 | 0.00 | 0.00 | | | | |
| FeO | 6.24 | 6.35 | 6.44 | 5.93 | 5.94 | 6.36 | 6.05 | 7.57 | 0.05 | 9.51 | 13.89 | | | | |
| MnO | 0.12 | 0.15 | 0.00 | 0.16 | 0.00 | 0.00 | 0.19 | 0.45 | 0.00 | 0.74 | 0.52 | | | | |
| MgO | 15.27 | 15.06 | 15.16 | 15.84 | 16.14 | 15.14 | 14.94 | 13.60 | 2.75 | 15.32 | 15.62 | | | | |
| CaO | 22.19 | 22.22 | 22.01 | 22.57 | 22.63 | 22.44 | 22.37 | 20.54 | 6.27 | 21.85 | 15.35 | | | | |
| Na ₂ O | 0.70 | 0.75 | 0.67 | 0.35 | 0.56 | 0.68 | 0.61 | 0.65 | 10.86 | 1.02 | 0.81 | | | | |
| Сумма | 99.32 | 100.61 | 99.52 | 99.70 | 100.07 | 99.09 | 100.23 | 100.29 | 102.56 | 100.20 | 100.05 | | | | |
| #Si(IV) | 1.78 | 1.78 | 1.77 | 1.79 | 1.77 | 1.75 | 1.76 | 1.90 | 1.96 | 1.88 | 1.81 | | | | |
| #Al(IV) | 0.21 | 0.22 | 0.23 | 0.20 | 0.21 | 0.24 | 0.24 | 0.10 | 0.04 | 0.06 | 0.19 | | | | |
| T-позиция | 1.99 | 2.00 | 1.99 | 1.99 | 1.98 | 1.99 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 1.94 | 2.00 | | | | |
| #Al(IV) | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.05 | 0.00 | 0.01 | | | | |
| #Ti | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | | | | |
| #Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | | | |
| #Fe* | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.19 | 0.19 | 0.20 | 0.19 | 0.33 | 0.77 | 0.30 | 0.44 | | | | |
| #Mn ⁺² | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | | | | |
| #Mg | 0.86 | 0.83 | 0.85 | 0.88 | 0.90 | 0.85 | 0.83 | 0.76 | 0.15 | 0.86 | 0.88 | | | | |
| #Ca | 0.89 | 0.88 | 0.88 | 0.90 | 0.90 | 0.91 | 0.89 | 0.82 | 0.25 | 0.89 | 0.67 | | | | |
| #Na | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.78 | 0.07 | 0.06 | | | | |
| M1, M2 поз. | 2.08 | 2.06 | 2.07 | 2.07 | 2.09 | 2.09 | 2.05 | 2.00 | 2.00 | 2.16 | 2.10 | | | | |
| #O | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | | | | |
| mg# | 0.81 | 0.81 | 0.81 | 0.83 | 0.83 | 0.81 | 0.81 | 0.70 | 0.16 | 0.74 | 0.67 | | | | |

Примечание. Fe* = Fe⁺³ + Fe⁺², ат. ед.

Таблица 3. Химический состав оливинов из пикритов кусьинского комплекса (обр. Q24)

| Компоненты | 1 | 2 | 3 |
|-------------------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 38.72 | 38.56 | 338.55 |
| FeO | 18.79 | 18.66 | 18.30 |
| MnO | 0.39 | 0.39 | 0.30 |
| MgO | 41.74 | 41.67 | 42.13 |
| CaO | 0.36 | 0.35 | 0.33 |
| NiO | 0.00 | 0.47 | 0.00 |
| Сумма | 100.00 | 100.10 | 99.60 |
| #Si ⁺⁴ | 0.99 | 0.99 | 0.99 |
| #Fe ⁺² | 0.40 | 0.40 | 0.39 |
| #Mn ⁺² | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| #Mg ⁺² | 1.59 | 1.59 | 1.61 |
| #Ca ⁺² | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| #Ni ⁺² | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Сумма катитов | 3.01 | 3.01 | 3.01 |
| #O ⁻² | 4 | 4 | 4 |
| mg# | 0.80 | 0.80 | 0.80 |

слабоизмененных пород (размером до первых метров) прослеживаются в виде полосы, пересекающей современное русло и старицу р. Кусья. Сильно измененные пикриты вскрыты шурфами по бортам долины. Для изучения пикриты и субщелочные габбро были отобраны из обнажений вдоль русла р. Кусья.

Пикриты (табл. 1) представляют собой порфировидные породы с полустекловатой безмикрولитовой основной массой. Главными породообразующими минералами являются оливин и псевдоморфозы по нему (до 60% общего объема вкрапленников), клинопироксен (20–50%), титанистый флогопит (до 10%), отмечается присутствие бурой роговой обманки (керсутита). Вкрапленники оливина находятся в породе в виде включений в пойкилокристаллах клинопироксена либо заключены в основной массе. Они характеризуются повышенными содержаниями CaO (0.33–0.36 мас. %, табл. 3) при величине магнезиальности $mg\# = 0.8$, что соответствует средней железистости минерала в породах пикритового состава. Клинопироксен ($mg\# = 0.79–0.83$) содержит незначительную примесь Cr₂O₃ (табл. 2, ан. 4–6). Слюда распределена в основной массе и характеризуется повышенными содержаниями MgO и TiO₂ (табл. 4, ан. 6–8). Из акцессорных минералов обнаружены апатит, рутил, циркон, сфен, пикроильменит (MgO = 4.6–5.4 мас. %,

табл. 5, ан. 12, 13) и хромшпинелид (Cr₂O₃ = 31–32 мас. %, табл. 5, ан. 7–9). Субщелочные габбро представляют собой субвулканические породы со структурой от мелко- до крупнозернистой. Породообразующие минералы – плагиоклаз (An 50–55) и клинопироксен (5–12%). Клинопироксен ($mg\# = 0.67–0.76$) характеризуется повышенными железистостью и глиноземистостью при низких MgO = 11–13 мас. % и высоких (до 23 мас. %) CaO. В резко подчиненном количестве в породах присутствуют калиевый полевой шпат и оливин. Также встречаются сильно раздробленные гипидиоморфные кристаллы амфибола коричневого цвета, возможно керсутита. Среди акцессорных минералов следует отметить апатит (около 1%), мелкие игольчатые выделения которого равномерно распределены по породе, и сфен. Также встречены единичные зерна рудного минерала. Вторичные изменения – серицитизация, хлоритизация и карбонатизация.

В излучине р. Вильва в районе горы Соколиная имеется ряд естественных обнажений пикробазальт-трахиандезитовой серии дворцевого комплекса. Породы слагают толщу из переслаивающихся лавовых потоков, покровов туфов и туфобрекчий в составе ранневендских вулканогенно-осадочных и осадочных отложений, а также выполняют вулканические аппараты центрального типа, к которым относится и гора Соколиная (древняя жерловина такого вулкана) (Румянцева, 1967). В плане она представляет собой неправильное, со сглаженными контурами тело размером по длинной оси около 200 м. Контакты жерловины с вмещающими породами резкие, плоскость контакта сечет слоистость осадочных отложений почти под прямым углом. Суммарная мощность стратифицированных отложений вулканогенной толщи в разрезах по р. Вильва составляет около 400 м. Образцы главных разновидностей вулканитов дворцевого комплекса (пикробазальтов, трахибазальтов и трахиандезитов) отобраны как из лавовых потоков стратифицированной толщи, так и из жерловины вулканической постройки.

Пикробазальты (табл. 1) представляют собой редкопорфировые оливин-клинопироксеновые породы, практически не содержащие плагиоклаза и титаномагнетита. Среди трахибазальтов развиты как афировые, так и порфировые разновидности. Вкрапленники в последних представлены клинопироксеном (до 30% объема породы) и плагиоклазом (от 0 до 20–25%). Выделяются разновидности с редкими мелкими вкрапленниками, а также с обильными крупными (до 1–2 см) вкрапленниками. Клинопироксен дворцеких трахибазальтов по составу отвечает ряду салит–титан–авгит, характеризуясь достаточно высокими содержаниями CaO (22–23 мас. %) при пониженных (12–15 мас. %) содержаниях MgO (табл. 2,

Таблица 4. Составы слюд

| Компонент | Дворецкий комплекс | | | | | Кузьинский комплекс | | |
|--------------------------------|--------------------|--------|-------|-------|-------|---------------------|-------|-------|
| | трахиандезит | | | | | пикрит | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 35.94 | 37.76 | 38.21 | 38.67 | 38.01 | 39.65 | 39.90 | 39.45 |
| TiO ₂ | 6.36 | 7.01 | 6.37 | 6.53 | 6.19 | 6.22 | 6.35 | 6.17 |
| Al ₂ O ₃ | 12.92 | 12.92 | 13.00 | 13.91 | 13.58 | 14.16 | 12.78 | 13.63 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.29 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.41 | 0.00 | 1.55 | 1.47 | 0.00 |
| FeO | 18.12 | 16.58 | 14.92 | 14.47 | 18.34 | 9.06 | 10.34 | 12.85 |
| MnO | 0.27 | 0.00 | 0.22 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 15.79 | 16.62 | 16.46 | 15.19 | 14.52 | 19.59 | 18.49 | 18.05 |
| Na ₂ O | 0.98 | 1.28 | 1.38 | 1.03 | 0.87 | 1.61 | 1.21 | 1.15 |
| K ₂ O | 7.98 | 8.20 | 8.69 | 8.68 | 8.36 | 8.18 | 8.05 | 8.57 |
| Сумма | 98.37 | 100.37 | 99.25 | 99.89 | 99.87 | 100.02 | 99.88 | 99.87 |
| #Si ⁺⁴ | 5.29 | 5.39 | 5.49 | 5.50 | 5.48 | 5.49 | 5.57 | 5.55 |
| #Al(IV) | 2.24 | 2.17 | 2.20 | 2.33 | 2.31 | 2.31 | 2.10 | 2.26 |
| #Fe(IV) | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.15 | 0.00 | 0.16 | 0.15 | 0.00 |
| #Ti ⁺⁴ | 0.47 | 0.44 | 0.31 | 0.01 | 0.21 | 0.04 | 0.18 | 0.20 |
| T-позиция | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 |
| #Ti(VI) | 0.24 | 0.31 | 0.38 | 0.68 | 0.46 | 0.60 | 0.49 | 0.46 |
| #Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.14 | 0.00 |
| #Fe ⁺² | 2.23 | 1.98 | 1.79 | 1.72 | 2.21 | 1.05 | 1.21 | 1.51 |
| #Mn ⁺² | 0.03 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| #Mg | 3.47 | 3.53 | 3.53 | 3.22 | 3.12 | 4.04 | 3.85 | 3.78 |
| O-позиция | 5.97 | 5.82 | 5.72 | 5.63 | 5.80 | 5.69 | 5.69 | 5.75 |
| #Na | 0.28 | 0.36 | 0.39 | 0.28 | 0.24 | 0.43 | 0.33 | 0.31 |
| #K | 1.50 | 1.49 | 1.59 | 1.58 | 1.54 | 1.44 | 1.43 | 1.54 |
| A-позиция | 1.81 | 1.88 | 1.99 | 1.86 | 1.78 | 1.88 | 1.76 | 1.85 |
| #(O,OH) | 24 | 28 | 24 | 24 | 24 | 24 | 24 | 24 |
| mg# | 0.61 | 0.64 | 0.66 | 0.63 | 0.59 | 0.77 | 0.74 | 0.71 |

ан. 14–31). Вкрапленники клинопироксена в трахибазальтах дворцевого комплекса иногда зональны. При этом центральные части кристаллов более магнезиальны ($mg\# = 0.88$), с содержанием кремнезема SiO₂ = 49 мас. %. От ядра кристалла к периферийным зонам происходит снижение магнезиальности до 0.79. Одновременно возрастают содержания TiO₂ (до 4.3 мас. %) и Al₂O₃. Базис пород характеризуется интерсертальной или пилотакситовой структурой и состоит из микролитов альбита, между которыми заключены агрегаты хлорита, лейкоксена, рудного минерала, а иногда и мелкие шестоватые зерна клинопироксена. Акцессорные минералы пород представлены магне-

титом, хромпикотитом, апатитом, цирконом, сфеном. Шпинелиды содержат незначительную примесь ZnO (1.5–2.8 мас. %, табл. 5, ан. 3, 4). Трахиандезиты имеют порфиновую структуру и содержат во вкрапленниках плагиоклаз (около 30% объема породы) и клинопироксен (3–5%). Основная масса пород состоит из микролитов плагиоклаза, между которыми присутствуют хлорит и тонкораспыленный рудный минерал (по-видимому гематит). Отмечаются также единичные мельчайшие зерна клинопироксена, вторичные эпидот и карбонат. Кроме того, в виде единичных вкрапленников встречается магнезиальный биотит ($mg\# 0.59–0.66$, TiO₂ = 6.2–7 мас. %, табл. 4,

Таблица 5. Составы шпинелей (ан. 1-5, 8-10), титаномагнетитов (ан. 4-6, 11) и ильменитов (ан. 7, 12, 13)

| Компонент | Куусьинский комплекс | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|----------------------|--------|--------|--------|-------|--------|--------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
| | Дворецкий комплекс | | | | | | трахиандезит | | | | | | |
| | пикробазальт | | | | | | пикрит | | | | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| SiO ₂ | 0.00 | 0.21 | 0.00 | 0.67 | 0.00 | 0.26 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.19 | 0.17 | 0.00 | 0.00 |
| TiO ₂ | 4.29 | 4.60 | 6.68 | 10.93 | 10.99 | 12.74 | 51.92 | 1.53 | 2.81 | 1.30 | 11.57 | 48.64 | 51.25 |
| Al ₂ O ₃ | 10.11 | 9.08 | 6.75 | 6.38 | 8.49 | 2.18 | 0.00 | 19.11 | 21.20 | 17.05 | 3.68 | 0.00 | 0.00 |
| Cr ₂ O ₃ | 31.23 | 26.02 | 16.23 | 8.18 | 11.74 | 0.00 | 0.00 | 31.03 | 22.73 | 31.79 | 4.83 | 0.39 | 0.45 |
| Fe ₂ O ₃ расч. | 22.28 | 25.93 | 31.46 | 30.51 | 29.85 | 41.48 | 0.00 | 5.02 | 20.17 | 0.00 | 36.95 | 0.00 | 0.00 |
| FeOрасч. | 21.86 | 27.10 | 31.82 | 37.94 | 30.82 | 41.60 | 41.63 | 34.39 | 24.17 | 42.31 | 40.92 | 45.22 | 41.53 |
| MnO | 0.60 | 0.72 | 4.19 | 3.26 | 0.45 | 1.25 | 5.93 | 0.47 | 0.40 | 0.33 | 1.78 | 0.71 | 0.79 |
| MgO | 9.63 | 6.35 | 0.00 | 0.00 | 7.26 | 0.49 | 0.00 | 8.44 | 8.61 | 6.87 | 0.10 | 4.63 | 5.42 |
| CaO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.57 | 0.40 | 0.00 | 0.24 | 0.00 | 0.00 | 0.16 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| ZnO | 0.00 | 0.00 | 2.86 | 1.56 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Сумма | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.0 | 100.00 | 99.71 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 99.59 | 99.45 |
| #Si | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| #Ti | 0.11 | 0.12 | 0.18 | 0.30 | 0.28 | 0.36 | 0.99 | 0.04 | 0.07 | 0.03 | 0.32 | 0.89 | 0.94 |
| #Al | 0.40 | 0.37 | 0.29 | 0.27 | 0.34 | 0.10 | 0.00 | 0.72 | 0.80 | 0.65 | 0.16 | 0.00 | 0.00 |
| #Cr | 0.83 | 0.71 | 0.47 | 0.24 | 0.32 | 0.00 | 0.00 | 0.79 | 0.58 | 0.82 | 0.14 | 0.01 | 0.01 |
| #Fe ⁺³ | 0.56 | 0.67 | 0.87 | 0.84 | 0.77 | 1.17 | 0.03 | 0.12 | 0.49 | 0.00 | 1.03 | 0.21 | 0.12 |
| #Fe ⁺² | 0.61 | 0.78 | 0.98 | 1.16 | 0.88 | 1.30 | 0.85 | 0.92 | 0.65 | 1.15 | 1.27 | 0.71 | 0.72 |
| #Mn | 0.02 | 0.02 | 0.13 | 0.10 | 0.01 | 0.04 | 0.13 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.01 | 0.02 |
| #Mg | 0.48 | 0.33 | 0.00 | 0.00 | 0.37 | 0.03 | 0.00 | 0.40 | 0.41 | 0.33 | 0.01 | 0.17 | 0.20 |
| #Ca | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| #Zn | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Сумма катионов | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 2.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 2.00 | 2.00 |
| #O | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 3.00 | 3.85 | 4.00 | 3.77 | 4.00 | 3.00 | 3.00 |

ан. 1–5). В породе имеются мелкие миндалины и прожилки, также сложенные карбонатом и эпидотом. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, апатитом, единичными зернами циркона. Для титаномагнетита характерны решетчатые структуры распада на рутил и магнетит. Ильменит в породах присутствует в виде сростков с титаномагнетитом. В этом парагенезисе титаномагнетит и ильменит содержат довольно значительную примесь MnO (1.3 и 5.9 мас. % соответственно), а последний, кроме того, не содержит MgO.

Отметим, что особенностью вулканитов дворецкого комплекса – от трахибазальтов до трахиандезитов – является практически полное отсутствие плагиоклаза, состав которого отвечал бы составам, обычным для пород подобных серий. Весь плагиоклаз в изученных эффузивах представлен альбитом (табл. 6). Этот факт подробно обсуждался Н.А. Румянцевой (1967). Она рассматривала несколько гипотез возникновения альбита в дворецких вулканитах, в том числе его автотасоматическое происхождение, непосредственную кристаллизацию из базальтового расплава, альбитизацию в результате регионального метаморфизма или при взаимодействии пород с водной средой. При этом наиболее привлекательной оказалась гипотеза о позднемагматической природе минерала.

По данным изохронного датирования (рис. 2), проведенного рядом методов (Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar), с учетом геологических данных, возраст трех изученных вулканических комплексов был определен как поздневендский. Так, возраст субщелочных габбро бассейна р. Чикман (Sm-Nd метод) составил 626 ± 57 млн. лет (Карпущина и др., 1999). Вместе с тем полученные K-Ar данные для чикманских габброидов и благодатских базальтов (446 ± 18 и 422 ± 12 млн. лет соответственно) свидетельствуют о неустойчивости K-Ar изотопной системы в породах и, скорее всего, отражают

Таблица 6. Химический состав альбита из трахиандезита дворецкого комплекса (обр. V3)

| Компоненты | Вкрапленники | | | Основная масса | |
|--------------------------------|--------------|-------|--------|----------------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| SiO ₂ | 69.20 | 67.93 | 68.64 | 69.34 | 68.28 |
| Al ₂ O ₃ | 18.96 | 19.09 | 19.58 | 19.28 | 18.97 |
| FeO | 0.30 | 0.23 | 0.32 | 0.00 | 0.26 |
| MnO | 0.00 | 0.00 | 0.18 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 0.27 | 0.41 | 0.26 | 0.17 | 0.26 |
| Na ₂ O | 11.20 | 11.03 | 10.97 | 11.15 | 11.36 |
| K ₂ O | 0.09 | 0.28 | 0.13 | 0.35 | 0.45 |
| Сумма | 100.02 | 98.97 | 100.09 | 100.28 | 99.57 |
| #Si ⁺⁴ | 12.08 | 12.00 | 11.98 | 12.06 | 12.01 |
| #Al ⁺³ | 3.90 | 3.98 | 4.03 | 3.95 | 3.93 |
| #Fe ⁺² | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.00 | 0.04 |
| #Mn ⁺² | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 |
| #Ca | 0.05 | 0.08 | 0.05 | 0.03 | 0.05 |
| #Na ⁺¹ | 3.79 | 3.78 | 3.71 | 3.76 | 3.88 |
| #K | 0.02 | 0.06 | 0.03 | 0.08 | 0.10 |
| Сумма катионов | 19.88 | 19.93 | 19.88 | 19.88 | 20.01 |
| #O ⁻² | 32 | 32 | 32 | 32 | 32 |
| Ab, мол % | 97.02 | 37.79 | 98.18 | 97.30 | 96.43 |
| An, мол % | 0.89 | 1.37 | 1.23 | 0.00 | 1.83 |
| Or, мол % | 2.10 | 0.83 | 0.58 | 2.70 | 1.74 |

время постмагматических преобразований пород, связанных с тектонической перестройкой структурного плана западного склона Урала в конце ордовика (Ибламинов, Лебедев, 1999). Возраст пикритов кусьинского комплекса (Rb-Sr метод)

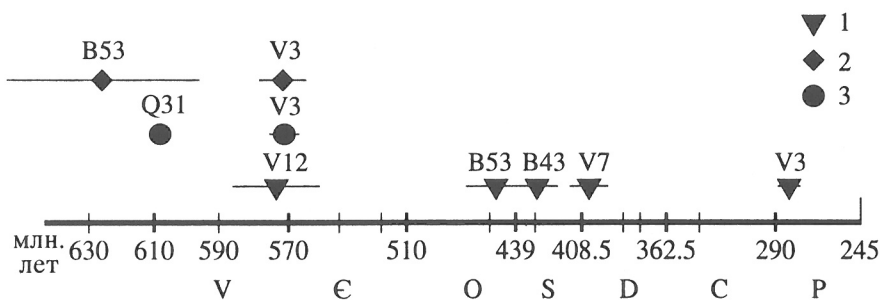


Рис. 2. Изотопные определения возраста пород.

1 – K-Ar метод (определения проводились по валовым пробам пород), 2 – Sm-Nd метод ($Cpx + Ar +$ вал для рудного габбро благодатского комплекса, $Srx +$ вал для трахиандезита дворецкого комплекса), 3 – Rb-Sr метод ($Srx +$ вал). V3, V7, V12 – вулканиты дворецкого комплекса; Q31 – пикрит бассейна р. Кусья; B53 – рудное габбро бассейна р. Чикман, B43 – трахибазальт, благодатский комплекс.

Таблица 7. Главные элементы (данные РФА) в вулканитах дворцового комплекса (ан. 1–10), пикритах (ан. 11–14) и субщелочных габбро (ан. 15) кусьинского комплекса, трахибазальтах (ан. 16, 17) и гиаокластите (ан. 18) благодатского комплекса и рудных габбро бассейна р. Чикман (ан. 19, 20)

| Компоненты | V2* | V3 | V4 | V5 | V7 | V10 | V13 | V16 | V20 | V22 | Q23 | Q24 | Q31 | Q33 | Q34 | B43 | B45 | B4 | B51 | B53 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|
| | 1** | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
| SiO ₂ | 42.37 | 57.23 | 45.23 | 38.95 | 43.36 | 48.08 | 45.62 | 44.09 | 40.98 | 44.67 | 38.67 | 38.16 | 39.21 | 38.37 | 47.42 | 48.77 | 50.73 | 56.35 | 41.16 | 36.76 |
| TiO ₂ | 3.25 | 1.56 | 3.43 | 4.61 | 4.60 | 3.53 | 3.61 | 4.34 | 3.38 | 4.37 | 0.72 | 0.58 | 0.69 | 0.86 | 3.12 | 1.79 | 1.81 | 1.28 | 3.47 | 4.44 |
| Al ₂ O ₃ | 9.63 | 16.61 | 14.91 | 12.80 | 11.15 | 14.29 | 11.16 | 12.61 | 10.23 | 13.08 | 7.25 | 6.81 | 7.33 | 6.56 | 14.36 | 14.11 | 14.00 | 14.93 | 9.09 | 10.29 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.78 | 4.40 | 8.72 | 9.04 | 9.06 | 9.56 | 10.74 | 9.95 | 12.87 | 11.52 | 5.45 | 5.94 | 5.13 | 6.47 | 6.29 | 6.62 | 6.44 | | 8.32 | 10.18 |
| FeO | 3.27 | 1.95 | 4.61 | 6.92 | 4.72 | 2.82 | 2.74 | 4.09 | 3.01 | 2.65 | 7.89 | 6.61 | 7.85 | 7.45 | 3.92 | 3.51 | 3.01 | 7.95 | 5.66 | 7.71 |
| MnO | 0.17 | 0.15 | 0.17 | 0.17 | 0.20 | 0.17 | 0.17 | 0.18 | 0.17 | 0.16 | 0.19 | 0.19 | 0.20 | 0.18 | 0.19 | 0.16 | 0.15 | 0.15 | 0.18 | 0.19 |
| MgO | 9.75 | 1.94 | 5.03 | 7.99 | 7.28 | 4.67 | 7.28 | 6.07 | 10.43 | 5.37 | 23.05 | 23.57 | 23.07 | 23.50 | 6.98 | 7.54 | 7.31 | 5.27 | 11.39 | 7.94 |
| CaO | 10.89 | 3.15 | 6.80 | 9.15 | 11.39 | 6.71 | 10.67 | 8.47 | 10.33 | 8.40 | 5.02 | 6.31 | 5.04 | 4.84 | 7.19 | 5.28 | 4.92 | 6.62 | 13.73 | 14.26 |
| Na ₂ O | 3.35 | 7.60 | 4.77 | 1.87 | 2.95 | 5.37 | 4.17 | 4.43 | 2.76 | 3.63 | 0.24 | 0.32 | 0.31 | 0.33 | 5.11 | 4.15 | 4.88 | 4.56 | 1.55 | 2.49 |
| K ₂ O | 0.34 | 2.98 | 0.73 | 1.45 | 1.40 | 1.03 | 0.45 | 0.69 | 0.14 | 1.60 | 0.39 | 0.31 | 0.39 | 0.30 | 0.34 | 1.14 | 0.99 | 0.22 | 0.27 | 0.53 |
| P ₂ O ₅ | 0.36 | 0.39 | 0.44 | 0.56 | 0.60 | 0.65 | 0.43 | 0.64 | 0.37 | 0.78 | 0.16 | 0.16 | 0.16 | 0.15 | 0.46 | 0.18 | 0.18 | 0.20 | 0.66 | 2.14 |
| H ₂ O– | 1.90 | 0.78 | 1.22 | 1.59 | 1.20 | 0.63 | 0.75 | 1.25 | 1.60 | 0.92 | 2.54 | 2.47 | 2.22 | 2.34 | 1.22 | 2.36 | 2.05 | | 1.34 | 0.41 |
| H ₂ O+ | 2.87 | 1.11 | 3.37 | 4.54 | 1.59 | 1.85 | 1.69 | 3.00 | 3.32 | 2.29 | 8.38 | 8.22 | 8.50 | 8.38 | 3.48 | 3.99 | 3.52 | | 2.81 | 1.70 |
| CO ₂ | 0.83 | 0.37 | 0.79 | 0.38 | 0.39 | 0.22 | 0.33 | 0.37 | 0.20 | 0.29 | 0.40 | 0.40 | 0.22 | 0.35 | 0.20 | 0.20 | 0.18 | | 0.28 | 0.37 |
| П.п.п. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Сумма | 99.75 | 100.21 | 100.21 | 100.03 | 99.88 | 99.57 | 99.82 | 100.18 | 99.80 | 99.72 | 100.35 | 100.04 | 100.32 | 100.09 | 99.79 | 100.17 | 100.31 | | 99.89 | 99.42 |
| mg# | 0.57 | 0.37 | 0.42 | 0.49 | 0.50 | 0.42 | 0.51 | 0.45 | 0.56 | 0.42 | 0.76 | 0.78 | 0.77 | 0.76 | 0.56 | 0.60 | 0.40 | | 0.61 | 0.46 |

Примечания. Для образца B4 содержания H₂O⁺, H₂O⁻, CO₂ не определялись. Указано общее содержание железа FeO*.
* Номер образца, ** номер п/п.

Таблица 8. Содержание малых и редких элементов в изученных породах (ppm) (по данным ICP-MS) (номера анализов соответствуют табл. 2)

| Элементы | V2 | V3 | V4 | V5 | V7 | V10 | V13 | V16 | V20 | V22 |
|----------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| Sc | 28 | 10 | 17 | 27 | 29 | 16 | 33 | 17 | 29 | 25 |
| V | 275 | 118 | 298 | 335 | 360 | 249 | 330 | 347 | 273 | 254 |
| Cr | 658 | 48 | 159 | 319 | 348 | 144 | 611 | 86 | 707 | 203 |
| Co | 60 | 13 | 40 | 51 | 49 | 35 | 49 | 47 | 62 | 42 |
| Ni | 277 | 25 | 104 | 121 | 117 | 85 | 192 | 100 | 290 | 95 |
| Mo | 0.4 | 3.0 | 1.2 | 1.7 | 1.2 | 1.8 | 2.0 | 1.0 | 0.8 | 0.9 |
| Sb | 0.2 | 0.1 | 0.0 | 0.6 | 0.2 | 0.1 | 0.0 | 0.2 | 0.1 | 0.1 |
| Cu | 104 | 18 | 130 | 77 | 50 | 53 | 52 | 97 | 122 | 50 |
| Zn | 102 | 96 | 111 | 130 | 115 | 118 | 109 | 118 | 98 | 123 |
| Pb | 2.8 | 10.1 | 15.0 | 6.5 | 5.0 | 6.2 | 3.7 | 3.7 | 2.2 | 4.2 |
| Be | 1.6 | 4.7 | 3.2 | 5.1 | 2.4 | 3.3 | 1.8 | 1.8 | 2.1 | 3.2 |
| Ga | 16 | 22 | 23 | 26 | 19 | 20 | 18 | 19 | 18 | 23 |
| Ba | 103 | 634 | 195 | 673 | 551 | 239 | 430 | 485 | 136 | 1143 |
| Sr | 198 | 732 | 588 | 600 | 1244 | 919 | 678 | 1146 | 144 | 1087 |
| Rb | 5 | 29 | 18 | 42 | 29 | 21 | 6 | 10 | 2 | 39 |
| Cs | 0.6 | 0.2 | 1.0 | 2.5 | 0.3 | 0.2 | 0.1 | 0.3 | 0.6 | 0.4 |
| Y | 22 | 33 | 30 | 34 | 31 | 35 | 29 | 33 | 23 | 37 |
| Zr | 205 | 542 | 378 | 398 | 348 | 440 | 298 | 289 | 232 | 419 |
| Nb | 39 | 104 | 78 | 89 | 84 | 99 | 71 | 72 | 49 | 106 |
| Hf | 5.57 | 10.50 | 7.74 | 9.53 | 8.61 | 9.65 | 7.71 | 7.70 | 6.02 | 9.78 |
| Ta | 2.06 | 5.56 | 4.24 | 5.89 | 5.59 | 6.56 | 5.10 | 4.86 | 3.16 | 7.35 |
| Th | 4.2 | 17.0 | 6.5 | 7.5 | 6.5 | 10.3 | 5.6 | 5.3 | 4.2 | 7.9 |
| U | 0.9 | 3.9 | 1.2 | 1.4 | 1.6 | 2.2 | 1.3 | 1.0 | 0.4 | 1.4 |
| La | 37.0 | 86.6 | 59.0 | 69.6 | 61.5 | 78.9 | 55.6 | 57.1 | 38.5 | 85.9 |
| Ce | 76.0 | 172.4 | 108.2 | 150.1 | 134.9 | 166.5 | 120.5 | 115.9 | 78.0 | 177.3 |
| Pr | 9.1 | 17.7 | 13.0 | 17.7 | 16.6 | 19.0 | 14.6 | 14.8 | 10.1 | 20.7 |
| Nd | 40.4 | 65.2 | 53.8 | 69.9 | 65.1 | 74.8 | 59.9 | 60.9 | 41.0 | 84.2 |
| Sm | 7.78 | 11.54 | 9.99 | 12.93 | 12.64 | 13.17 | 11.43 | 12.27 | 8.52 | 16.55 |
| Eu | 2.53 | 3.42 | 2.97 | 3.96 | 3.93 | 3.99 | 3.38 | 3.72 | 2.46 | 4.63 |
| Tb | 1.10 | 1.40 | 1.28 | 1.74 | 1.60 | 1.70 | 1.46 | 1.54 | 1.08 | 1.94 |
| Gd | 7.41 | 9.63 | 8.65 | 11.08 | 10.67 | 11.55 | 9.44 | 10.16 | 7.11 | 12.41 |
| Dy | 5.54 | 7.01 | 6.12 | 7.86 | 7.25 | 7.85 | 6.73 | 7.34 | 5.17 | 8.54 |
| Ho | 0.94 | 1.23 | 1.07 | 1.38 | 1.21 | 1.38 | 1.20 | 1.34 | 0.95 | 1.55 |
| Er | 2.44 | 3.23 | 2.88 | 3.08 | 3.08 | 3.61 | 3.18 | 3.36 | 2.36 | 3.64 |
| Tm | 0.29 | 0.38 | 0.33 | 0.38 | 0.37 | 0.43 | 0.35 | 0.38 | 0.29 | 0.45 |
| Yb | 1.64 | 2.43 | 2.14 | 2.48 | 2.09 | 2.65 | 2.30 | 2.21 | 1.81 | 2.59 |
| Lu | 0.23 | 0.35 | 0.26 | 0.32 | 0.25 | 0.33 | 0.28 | 0.30 | 0.23 | 0.33 |

Таблица 8. Окончание

| Элементы | Q23 | Q24 | Q31 | Q33 | Q34 | B43 | B45 | B4 | B51 | B53 |
|----------|------|------|------|------|-------|------|------|------|-------|-------|
| | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
| Sc | 12 | 11 | 6 | 14 | 17 | 46 | 39 | 19 | 43 | 37 |
| V | 110 | 103 | 115 | 113 | 251 | 250 | 185 | 137 | 288 | 433 |
| Cr | 638 | 658 | 683 | 1215 | 155 | 184 | 125 | 111 | 335 | 10 |
| Co | 90 | 91 | 93 | 105 | 39 | 53 | 39 | 30 | 56 | 72 |
| Ni | 1497 | 1555 | 1504 | 1074 | 151 | 239 | 183 | 105 | 258 | 201 |
| Mo | 0.3 | 0.3 | 1.1 | 0.8 | 0.8 | 0.4 | 0.2 | 0.2 | 1.1 | 1.2 |
| Sb | 0.2 | 0.1 | 1.0 | 0.2 | 0.0 | 0.3 | 0.2 | | 0.3 | 0.4 |
| Cu | 45 | 56 | 63 | 71 | 52 | 85 | 67 | 57 | 93 | 191 |
| Zn | 85 | 77 | 88 | 86 | 114 | 141 | 97 | 71 | 116 | 167 |
| Pb | 1.6 | 1.7 | 1.8 | 2.2 | 7.7 | 2.3 | 1.5 | 2.9 | 1.5 | 10.8 |
| Be | 0.2 | 0.1 | 0.4 | 0.5 | 2.1 | 1.1 | 0.7 | 0.7 | 1.2 | 1.4 |
| Ga | 7 | 6 | 8 | 8 | 28 | 28 | 19 | 16 | 19 | 24 |
| Ba | 141 | 268 | 230 | 139 | 162 | 389 | 142 | 107 | 102 | 296 |
| Sr | 34 | 70 | 40 | 52 | 355 | 156 | 119 | 259 | 222 | 556 |
| Rb | 19 | 12 | 19 | 14 | 5 | 26 | 15 | 3 | 5 | 11 |
| Cs | 4.1 | 3.1 | 4.1 | 2.1 | 0.1 | 0.7 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 1.1 |
| Y | 10 | 9 | 10 | 10 | 27 | 31 | 28 | 16 | 34 | 49 |
| Zr | 41 | 37 | 45 | 56 | 348 | 109 | 78 | 47 | 249 | 275 |
| Nb | 21 | 15 | 21 | 16 | 87 | 18 | 18 | 8 | 27 | 33 |
| Hf | 1.20 | 1.09 | 1.38 | 1.61 | 7.21 | 2.91 | 1.84 | 1.50 | 6.17 | 5.80 |
| Ta | 1.08 | 0.86 | 1.31 | 1.03 | 4.65 | 0.95 | 0.82 | 0.30 | 1.09 | 1.80 |
| Th | 1.9 | 1.5 | 2.0 | 1.2 | 7.8 | 1.9 | 1.0 | 0.8 | 2.6 | 3.3 |
| U | 0.5 | 0.3 | 0.5 | 0.3 | 2.2 | 0.4 | 0.3 | 0.2 | 1.1 | 1.2 |
| La | 12.2 | 10.3 | 13.0 | 10.6 | 54.2 | 17.5 | 12.2 | 5.0 | 41.8 | 69.1 |
| Ce | 22.7 | 20.1 | 23.3 | 22.2 | 110.1 | 30.6 | 20.3 | 12.2 | 107.4 | 169.7 |
| Pr | 2.7 | 2.3 | 2.7 | 2.6 | 11.7 | 4.3 | 3.3 | 1.8 | 15.7 | 24.7 |
| Nd | 10.9 | 10.4 | 11.0 | 11.5 | 51.6 | 20.0 | 15.5 | 9.4 | 71.2 | 114.5 |
| Sm | 2.29 | 2.08 | 2.02 | 2.38 | 9.48 | 5.87 | 4.67 | 3.13 | 15.80 | 23.71 |
| Eu | 0.76 | 0.75 | 0.85 | 0.75 | 2.68 | 1.95 | 1.62 | 1.19 | 4.38 | 6.51 |
| Tb | 0.33 | 0.33 | 0.38 | 0.50 | 1.17 | 0.99 | 0.80 | 0.56 | 1.88 | 2.45 |
| Gd | 2.17 | 1.82 | 2.18 | 2.64 | 7.43 | 5.80 | 4.56 | 3.44 | 12.03 | 18.51 |
| Dy | 2.02 | 1.61 | 1.93 | 2.11 | 5.28 | 5.50 | 4.15 | 3.24 | 7.79 | 10.11 |
| Ho | 0.36 | 0.31 | 0.39 | 0.40 | 1.04 | 1.05 | 0.82 | 0.63 | 1.43 | 1.75 |
| Er | 0.92 | 0.76 | 1.03 | 1.14 | 2.38 | 2.36 | 1.87 | 1.49 | 2.78 | 3.21 |
| Tm | 0.13 | 0.14 | 0.12 | 0.16 | 0.33 | 0.33 | 0.30 | 0.20 | 0.36 | 0.46 |
| Yb | 0.87 | 0.76 | 0.88 | 0.87 | 1.79 | 1.88 | 1.54 | 1.19 | 1.94 | 2.15 |
| Lu | 0.11 | 0.08 | 0.12 | 0.14 | 0.27 | 0.28 | 0.18 | 0.18 | 0.24 | 0.24 |

оценивается в 608 ± 3 млн. лет. Формирование дворецкого комплекса, возможно, происходило в интервале 600–560 млн. лет (поздний венд) (Карпухина и др., 2000). Разброс полученных данных достаточно велик (до 60 млн. лет), в связи с чем вопрос о том, являются ли изученные комплексы проявлениями одной или нескольких, сближенных во времени, фаз магматизма, не может быть решен однозначно. В данной статье мы предполагаем принадлежность комплексов к единой эпохе вулканической активности региона.

ГЕОХИМИЯ ГЛАВНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Содержания главных и редких элементов для изученных типов пород приведены в табл. 7 и 8. Вулканиты относятся к умеренно-щелочной серии (рис. 3). Пикробазальты и трахибазальты дворецкого комплекса (табл. 7, ан. 1–10) при среднем содержании SiO_2 45 мас. % характеризуются повышенным содержанием TiO_2 (3.2–4.7 мас. %), низким Al_2O_3 (10–14 мас. %), повышенным содержанием феррических компонентов. Среди трахибазальтов дворецкого комплекса можно выделить две группы с различным $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношением (около 0.1 и 0.6). При этом породы различного типа щелочности не выделяются особым геологическим положением или петрографическими характеристиками (в частности, степенью изменения). Заметим, что при этом суммарная щелочность пород лучше коррелируется с содержанием MgO , чем содержания K_2O или Na_2O в отдельности (рис. 4), что может свидетельствовать об эквивалентном замещении калия натрием в некоторых разновидностях пород. Специфической особенностью изученных вулканитов трахибазальтовой серии дворецкого комплекса являются довольно заметные вариации содержания Rb , Ba , Sr (рис. 5), при этом поведение первых двух достаточно четко коррелируется с содержаниями K_2O . Так, образцы V7 и V13, петрографически близкие и имеющие практически одинаковые содержания MgO , при содержаниях K_2O 1.4 и 0.45 мас. %, характеризуются концентрациями Rb 29 и 6 г/т соответственно. По всей видимости, Rb , Ba , Sr также могли быть подвижными при процессах изменения пород. Напротив, Cr , Ni , Co , Cs , V (совместимые при кристаллизации оливина и пироксена), а также ряд несовместимых элементов (Ti , Zr , Hf , Nb , Ta , РЗЭ, Th и U) имеют хорошую корреляцию с магниальностью пород, что свидетельствует об устойчивости этих элементов в постмагматических процессах и дает возможность использовать их при геодинамических интерпретациях. Распределение редкоземельных элементов для трахибазальтов дворецкого комплекса (рис. 6а) соответствует распределению РЗЭ в континентальных щелочных базальтах.

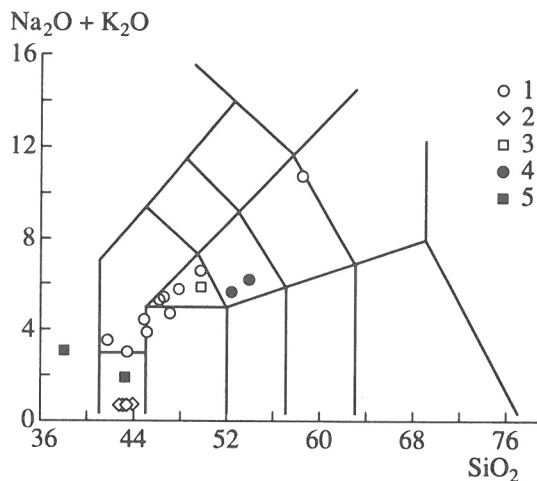


Рис. 3. Диаграмма сумма щелочей–кремнезем (мас. %) по (LeMaitre, 1989).

1 – вулканиты бассейна р. Вильва, дворецкий комплекс; 2 – трахибазальты горы Благодать, благодатский комплекс; 3 – пикриты р. Куся, кусьинский комплекс; 4 – субщелочное габбро р. Куся, кусьинский комплекс; 5 – рудное габбро бассейна р. Чикман.

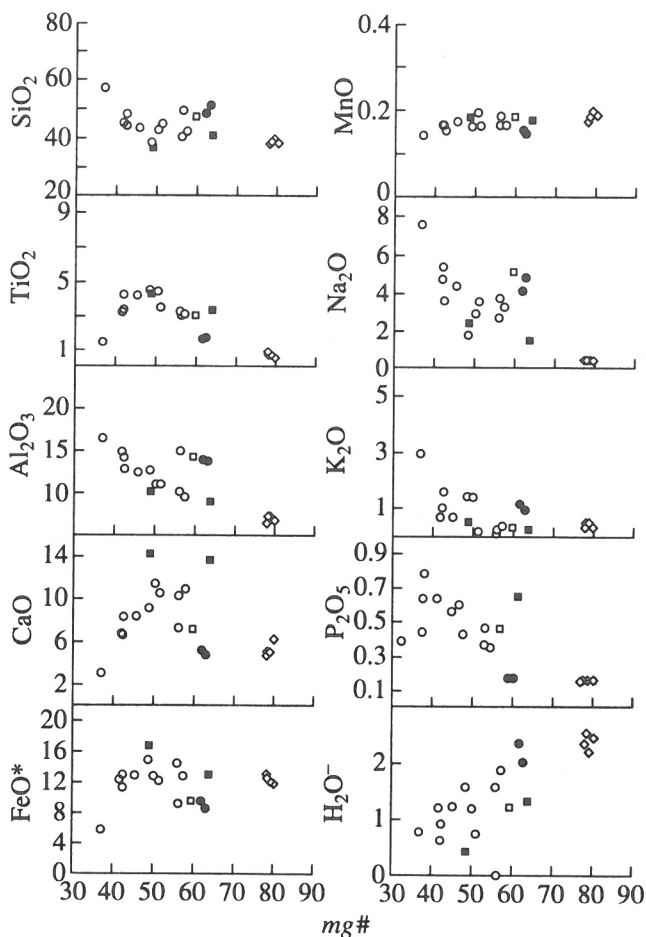


Рис. 4. Диаграмма Харкера (мас. %). Условные обозначения см. на рис. 3.

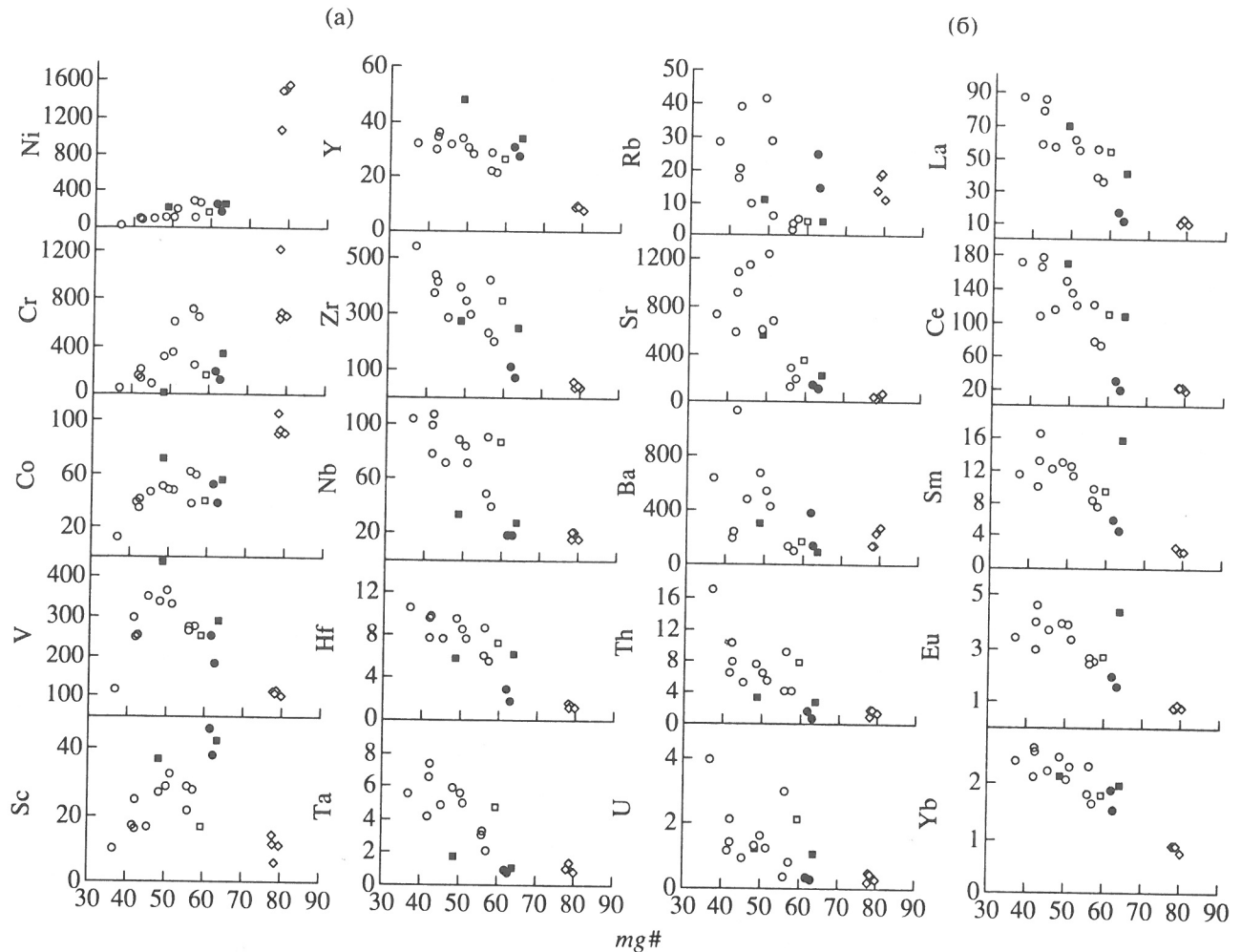


Рис. 5. Диаграмма Харкера (mg#).
Условные обозначения см. на рис. 3.

При этом отметим, что в дифференцированной серии накопление легких редких земель (La, Ce) происходит быстрее, чем накопление тяжелых. Величина отношения $(La/Yb)_n = 15-26$.

Трахибазальты благодатского комплекса (табл. 7, ан. 16, 17) менее щелочные, чем породы дворцевого комплекса, и близки породам континентальных толеитовых серий. Это гиперстен-нормативные породы с 5–6 мас. % $(Na_2O + K_2O)$. Вулканиты горы Благодать характеризуются низкими содержаниями CaO (4.9–5.3 мас. %), FeO* (9–10 мас %) при повышенных содержаниях кремнезема (48–50 мас. %). По сравнению с дворцеками вулканитами трахибазальты благодатского комплекса имеют более низкую степень фракционирования РЗЭ, а характер их распределения близок базальтам толеитовых серий (рис. 6б). Имеется также небольшой цериевый минимум. Из всех изученных пород трахибазальты благодатского комплекса характеризуются наименьшей величиной $(La/Yb)_n$, которая составляет 6–7.

Пикриты кусьинского комплекса (табл. 7, ан. 11–14) – наиболее магнезиальные из изученных пород ($MgO = 23-25$ мас. %, $mg\# = 0.76-0.78$). Пикриты характеризуются повышенной щелочностью и содержат 0.6–0.7 мас. % $(Na_2O + K_2O)$ при величине K_2O/Na_2O от 0.9 до 1.6, что выражено в присутствии флогопита в основной массе породы. Для вулканитов кусьинского комплекса стоит отметить сглаженность кривых распределения РЗЭ, практически без максимумов и минимумов (рис. 6в). Высокая для пикритов степень фракционирования редкоземельных элементов $(La/Yb)_n = 9-11$ также указывает на повышенную щелочность пород.

Изученные габброиды (табл. 7, ан. 15, 18, 19) имеют довольно близкие составы ($mg\# = 0.5-0.6$) и по содержанию щелочей и TiO_2 сопоставимы с вулканитами дворцевого комплекса. Из-за присутствия относительно большого количества несиликатных минералов (магнетита, апатита, сфена) габбро благодатского комплекса имеют низ-

Таблица 9. Sr и Nd изотопные данные для изученных магматических пород Урала

| Порода | Образец | Минерал | Rb | Sr | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | +/- | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | +/- | Sm | Nd | $^{148}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | +/- |
|------------------|---------|---------|-------|--------|---------------------------------|--------|---------------------------------|----------|------|------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------|
| Пикробазальт | V20 | Срх | 0.14 | 74.28 | 0.005 | 0.0001 | 0.70297 | 0.000022 | 3.72 | 12.9 | 0.1751 | 0.512785 | 0.000007 |
| | | WR | 1.76 | 147 | 0.0347 | 0.0002 | 0.704285 | 0.000016 | 7.84 | 39 | 0.12142 | 0.51262 | 0.000011 |
| Срх-трахибазальт | V7 | Срх | 0.801 | 154 | 0.015 | 0.0001 | 0.703198 | 0.000014 | 7.4 | 26.9 | 0.16647 | 0.51272 | 0.000007 |
| | | WR | 28.3 | 1284 | 0.0638 | 0.0002 | 0.704668 | 0.000016 | 12.1 | 62.4 | 0.11713 | 0.512567 | 0.000007 |
| Срх-трахибазальт | V13 | Срх | 1.28 | 148.98 | 0.024 | 0.0014 | 0.703119 | 0.000060 | 6.03 | 22.1 | 0.1652 | 0.512739 | 0.000007 |
| | | WR | 5.8 | 661 | 0.0254 | 0.0001 | 0.70371 | 0.000015 | 10.5 | 54.2 | 0.11713 | 0.512523 | 0.000007 |
| Трахиандезит | V3 | Срх | 0.61 | 153 | 0.0115 | 0.0001 | 0.70371 | 0.000016 | 15.3 | 64.4 | 0.14356 | 0.512625 | 0.000007 |
| | | WR | 30.4 | 755 | 0.1165 | 0.0003 | 0.704547 | 0.000017 | 11.4 | 64.4 | 0.10734 | 0.51249 | 0.000007 |
| Пикрит | Q31 | Срх | 0.467 | 38.8 | 0.035 | 0.003 | 0.703607 | 0.000021 | 2.4 | 8.15 | 0.17831 | 0.522714 | 0.000007 |
| | | Срх | 1.48 | 35.34 | 0.118 | 0.003 | 0.705192 | 0.000023 | 2.48 | 7.63 | 0.19625 | 0.512978 | 0.000008 |
| Рудное габбро | B53 | Срх | 1.04 | 159 | 0.0189 | 0.0006 | 0.702726 | 0.000021 | 13.8 | 50.9 | 0.1637 | 0.512758 | 0.000006 |

Примечание. WR – вал породы. Указанные погрешности соответствуют сходности внутри анализа (2σ ср.). Точность анализа изотопного состава Sr и Nd, оцененная по ошибке воспроизводимости параллельных анализов стандартов Eimer 8 Amend и La Jolla, составляет соответственно ±0.000020 (2σ ед.) и ±0.000018 (2σ ед.).

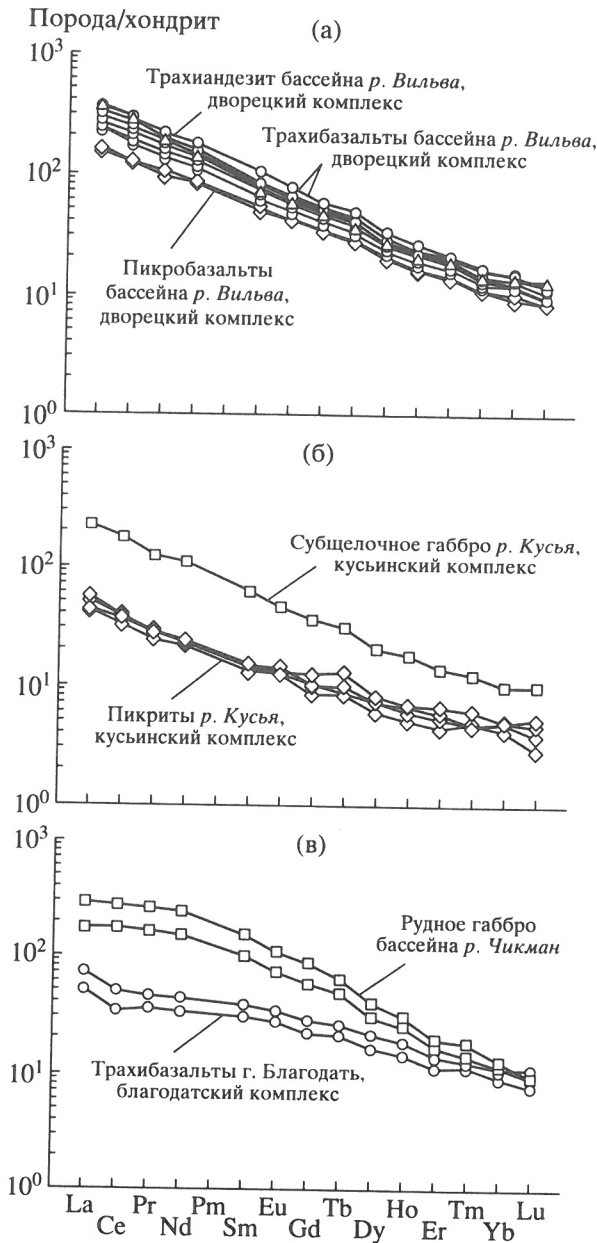


Рис. 6. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту C1 по (Sun, McDonough, 1989).

кие содержания $\text{SiO}_2 = 38\text{--}41$ мас. %. Для них также характерны низкие содержания Al_2O_3 (9–10 мас. %), FeO^* (до 10 мас. %) и повышенные содержания CaO (13–15 мас. %) и P_2O_5 (до 2.5 мас. %). Габброиды в целом характеризуются близкими спектрами распределения РЗЭ и имеют сходство с трахибазальтами дворцевого комплекса. Величина $(\text{La}/\text{Yb})_n$ равна 15–23.

Sr- и Nd-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Данные изучения изотопных систем Sr и Nd в вулканитах западного склона Урала приведены в

табл. 9 и 10. Все образцы имеют довольно близкие Nd-изотопные отношения, типичные для пород океанических островов и континентальных рифтов, в том числе для вулканитов Центральной Европы (Центральный Французский массив, Западный и Восточный Эйфель) и Центральной Азии (Байкальский рифт). Для рудных габбро бассейна р. Чикман значение $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512086$, а величина ϵ_{Nd} составила 5. В то же время трахибазальты благодатского комплекса с первичным отношением $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512172$ характеризуются максимальным значением $\epsilon_{\text{Nd}} = 6.7$. Вулканиты пикробазальт-трахиандезитовой серии дворцевого комплекса показывают некоторую неоднородность неодимовой изотопной системы, что выражается в вариациях величины ϵ_{Nd} от 4.3–4.4 в пикробазальтах до 3.6 в трахиандезите. Пикриты кусьинского комплекса имеют минимальное первичное отношение $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512003$ и наименьшую величину $\epsilon_{\text{Nd}} = 2.9$.

Гораздо больший разброс значений получен по первичным отношениям изотопов стронция. Для всех пород, за исключением трахибазальтов горы Благодать, значения ϵ_{Sr} отрицательные. Благодатские вулканиты имеют максимальное $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.704138$ и $\epsilon_{\text{Sr}} = 2.76$. Габброиды бассейна р. Чикман показывают, напротив, минимальное значение ϵ_{Sr} (–19.7). Кусьинские пикриты характеризуются величиной $\epsilon_{\text{Sr}} = -9.4$.

Особо следует отметить данные изотопии стронция, полученные по породам дворцевого комплекса. Так, разброс по величине ϵ_{Sr} для вулканитов, представляющих собой единую дифференцированную базальтовую серию, достаточно велик: от –15.5 в клинопироксеновых вкрапленниках из трахибазальтов до –5.6 в трахиандезите (как в клинопироксене, так и по породе в целом). Кроме того, изотопные отношения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, рассчитанные для валовых составов трахибазальтов, существенно отличаются от первичных отношений неодимия и стронция во вкрапленниках клинопироксена этих же пород. Причины таких вариаций изотопных отношений Sr и Nd обсуждаются ниже.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Роль кристаллизационной дифференциации и коровой контаминации

Как было показано выше, дворцекий комплекс характеризуется широкими вариациями состава пород от пикробазальтов с MgO около 10 мас. % до трахиандезитов с MgO 2 мас. %. Закономерные вариации многих главных и редких элементов с уменьшением магнезиальности пород свидетельствуют о ведущей роли кристаллизационной дифференциации в формировании пород серии. Так, содержание щелочей и алюминия

Таблица 10. Первичные отношения Sr и Nd в изученных породах

| Образец | Минерал | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | ϵ_{Sr} | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ | ϵ_{Nd} |
|---------|------------|---------------------------------|------------------------|---------------------------------------|------------------------|
| V20 | <i>Cpx</i> | 0.702929 | -15.4 | 0.512131 | 4.4 |
| | <i>WR</i> | 0.704003 | -0.1 | 0.512166 | 5.1 |
| V7 | <i>Cpx</i> | 0.703076 | -13.3 | 0.512098 | 3.8 |
| | <i>WR</i> | 0.704149 | 2.0 | 0.512129 | 4.4 |
| V13 | <i>Cpx</i> | 0.702924 | -15.4 | 0.512122 | 4.3 |
| | <i>WR</i> | 0.703503 | -7.2 | 0.512085 | 3.6 |
| V3 | <i>Cpx</i> | 0.703616 | -5.6 | 0.512088 | 3.6 |
| | <i>WR</i> | 0.703600 | -5.8 | 0.512089 | 3.6 |
| Q31 | <i>Cpx</i> | 0.703303 | -9.4 | 0.512003 | 2.9 |
| B43 | <i>Cpx</i> | 0.704138 | 2.8 | 0.512172 | 6.7 |
| B53 | <i>Cpx</i> | 0.702557 | -19.8 | 0.512086 | 5.0 |

Примечание. Первичные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ рассчитаны для вулканитов дворецкого комплекса (обр. V20, V7, V13, V3) на возраст 570 млн. лет, для пикритов кусьинского комплекса (обр. Q31) – 608 млн. лет, для трахибазальтов благодатского комплекса (обр. B43) и рудных габбро бассейна р. Чикман (обр. B53) – 626 млн. лет.

значительно возрастают, указывая на ведущую роль мафических минералов в процессе дифференциации. Главной кристаллизующейся фазой в пикробазальтах был оливин, ассоциирующий с аксессуарной хромшпинелью, что привело к накоплению CaO, FeO*, TiO₂, V, Zn в трахибазальтах. Значительное и резкое снижение содержания этих компонентов в трахиандезитах было связано с отделением клинопироксена и титаномагнетита. Монотонное снижение содержаний Sr и Ni и возрастание R3Э, Y, Zr и Nb от пикробазальтов к трахиандезитам также находятся в соответствии с предполагаемой моделью кристаллизационной дифференциации и распределением указанных элементов между вкрапленниками клинопироксена (табл. 11) и валом породы.

Содержания щелочей и Al₂O₃ возрастают во всем интервале составов пород, что указывает на подчиненную роль полевых шпатов при дифференциации. Показательным является поведение Al₂O₃ при формировании пород серии. Так, содержания Al₂O₃ необычно низки в пикробазальтах и трахибазальтах, в то время как в породах большинства океанических и континентальных щелочно-базальтовых серий они примерно на 2 мас. % выше (при сходных содержаниях MgO). При этом

Таблица 11. Редкие элементы в клинопироксенах: 1 – из трахибазальта (обр. V13), 2 – из пикробазальта (обр. V20)

| Элементы | 1 | 2 |
|----------|---------|----------|
| Li | 2.67 | 2.86 |
| Be | 1.07 | 0.71 |
| Sc | 87.62 | 91.01 |
| Ti | 6247.19 | 12375.94 |
| V | 198.68 | 260.37 |
| Cr | 744.60 | 1889.08 |
| Co | 38.53 | 39.77 |
| Ni | 134.60 | 187.01 |
| Cu | 11.11 | 13.63 |
| Zn | 43.24 | 40.83 |
| Ga | 13.70 | 11.30 |
| Rb | 1.28 | 0.14 |
| Sr | 148.98 | 74.24 |
| Y | 23.20 | 13.92 |
| Zr | 79.53 | 63.12 |
| Nb | 0.17 | 1.59 |
| Mo | 0.02 | 0.11 |
| Sb | 0.07 | 0.12 |
| Cs | 0.01 | 0.09 |
| Ba | 82.89 | 5.67 |
| Hf | 3.74 | 3.04 |
| Ta | 0.01 | 0.11 |
| Pb | 0.20 | 0.20 |
| Th | 0.12 | 0.11 |
| U | 0.04 | 0.01 |
| La | 8.44 | 3.98 |
| Ce | 26.84 | 13.39 |
| Pr | 4.72 | 2.54 |
| Nd | 25.08 | 13.17 |
| Sm | 6.78 | 3.75 |
| Eu | 1.88 | 1.14 |
| Tb | 0.94 | 0.58 |
| Gd | 6.44 | 3.94 |
| Dy | 5.09 | 3.30 |
| Ho | 0.86 | 0.56 |
| Er | 1.83 | 1.36 |
| Tm | 0.21 | 0.16 |
| Yb | 1.24 | 0.90 |
| Lu | 0.15 | 0.11 |

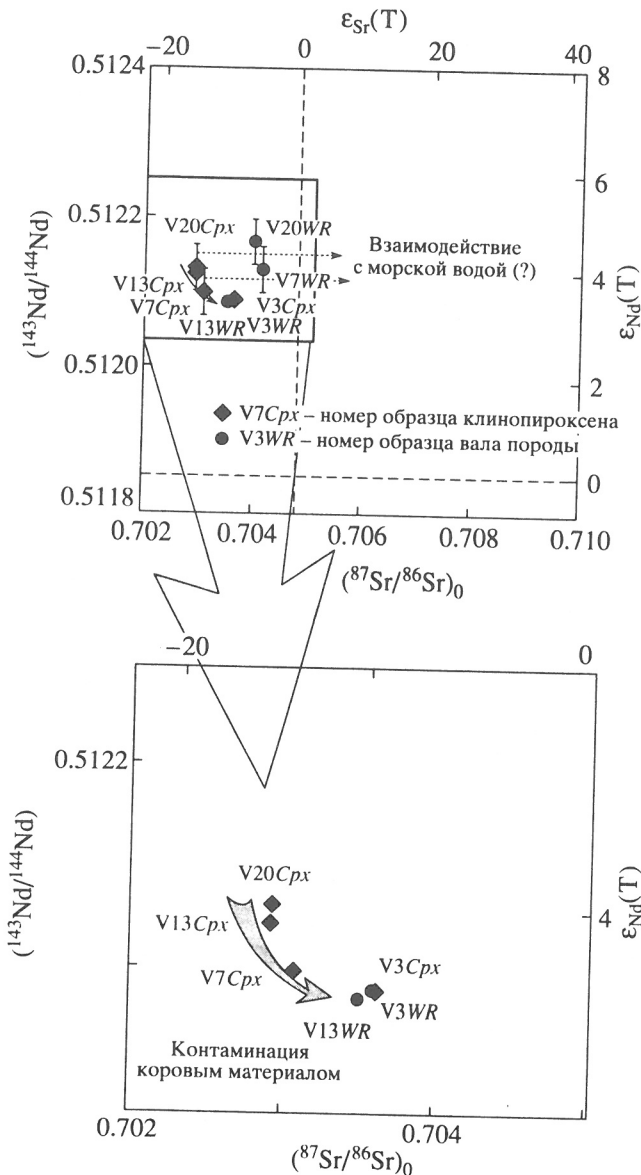


Рис. 7. Изотопный состав вулканитов дворцевого комплекса.

наблюдается существенный рост содержания Al_2O_3 от пикробазальтов к трахиандезитам (рис. 4). По-видимому, причиной исходно низкой глиноземистости явилось отсутствие плагиоклаза в пикробазальтах, хотя по данным (Francis, 1995) плагиоклаз обычно появляется среди вкрапленников при $MgO = 10$ мас. %. Плагиоклаз присутствует в резко подчиненном количестве (преимущественно в основной массе) и в трахибазальтах с $MgO = 6-7$ мас. %, в то время как в породах обычных щелочно-базальтовых серий с аналогичным содержанием MgO плагиоклаз является главной кристаллизующей фазой и преобладает среди вкрапленников над клинопироксеном. Отсутствует плагиоклаз и в крупном (размером около 5 см)

гломеропорфировом сростке крупных кристаллов клинопироксена, который был обнаружен в виде обломка в пикрокластических породах дворцевого комплекса и, по-видимому, представляет собой продукт аккумуляции вкрапленников из трахибазальтов. Возможно, что высокие содержания Al_2O_3 в клинопироксене трахибазальтов дворцевого комплекса (до 7 мас. %) также частично связаны с отсутствием плагиоклаза в кристаллизующейся ассоциации.

Из экспериментальных данных известно, что поле кристаллизации клинопироксена расширяется, а плагиоклаза – уменьшается при увеличении общего давления и давления воды. Однако состав клинопироксена в трахибазальтах (V13) и в гломеропорфировом сростке (V9) указывает на относительно низкие давления кристаллизации: хотя содержания Al_2O_3 в клинопироксене высоки и достигают 7.2 мас. %, весь Al замещает Si в четверной координации.

В связи с этим мы склоняемся к выводу, что подчиненная роль плагиоклаза в породах явилась результатом пониженного содержания Al_2O_3 в исходной магме. Образование таких необычных магм могло быть связано как со спецификой состава их мантийных источников, так и с особыми условиями выплавления магм.

Ряд данных, в том числе и результаты изотопных исследований, полученные по основным разновидностям пород серии, указывают на то, что вариации составов вулканитов могут быть обусловлены не только кристаллизационной дифференциацией, но и взаимодействием магм с внешней средой.

На рис. 7 отчетливо фиксируются два тренда изменения изотопных составов вулканитов дворцевого комплекса. Первый тренд связан с увеличением параметров ϵ_{Sr} при близких значениях ϵ_{Nd} . Изотопный сдвиг выражен в несоответствии первичных отношений Sr и Nd в клинопироксене и в целом в породе для образцов V20 и V7. Такой изотопный сдвиг мог быть результатом взаимодействия магм или пород с водной средой. Качественная оценка степени такого взаимодействия была проведена по методу изотопного смешения двух компонентов (Фор, 1989). Полученные оценки соотношения вода/порода варьируют от 4 до 35 для образцов V20 и V7 соответственно, то есть взаимодействие могло быть значительным. Трахибазальт V7 имеет повышенное содержание Sr, причем этот элемент был рассеян в основной массе породы (первичном стекле или микролитах плагиоклаза), которая, по-видимому, длительное время находилась в равновесии с морской водой.

Второй тренд изменения изотопных составов характеризуется уменьшением ϵ_{Nd} и увеличением ϵ_{Sr} и представлен переходом от составов вкрапленников клинопироксена к валу образца V13 и

составам трахиандезита (V3). В последнем образце вкрапленники клинопироксена не отличаются по изотопному составу от валовой пробы породы. Причиной изотопного сдвига в этом случае могла быть контаминация базальтового расплава коровым веществом. Проведенное моделирование позволило оценить степень возможной контаминации. Ввиду отсутствия изотопных данных по древним коровым источникам рассматриваемого региона при расчетах использовались данные по средним составам пород верхней континентальной коры (Фор, 1989). Наблюдаемый небольшой изотопный сдвиг мог произойти, если доля корового контаминанта в расплаве составляла не более 3–5%.

Таким образом, особенности состава вулканитов трахибазальт-трахиандезитовой серии дворяцкого комплекса определялись участием нескольких процессов: при доминирующей роли кристаллизационной дифференциации базальтового расплава имела место контаминация расплава коровым веществом, а также происходило взаимодействие пород с морской водой.

Геодинамическая интерпретация

Сопоставление геохимических особенностей изученных мафитов и ультрамафитов, в том числе с использованием серии дискриминантных диаграмм, показало, что они образуют группу пород с близкими геохимическими характеристиками.

Так, на диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 8а) уральские образцы образуют единый тренд от богатских базальтов (Th/Yb = 0.65–1, Ta/Yb = 0.25–0.5) через чикманские габбро и кусьинские пикриты (Th/Yb = 1.35–2.3, Ta/Yb = 0.6–1.5) до трахибазальтов р. Вильва и кусьинских субщелочных габбро (Th/Yb = 2.4–7, Ta/Yb = 1.3–2.7). Их составы повторяют часть тренда обогащения от толеитов Кергелена и Гавайских островов до щелочных базальтов ОИВ и базальтов континентальных рифтовых обстановок, указывая на внутриплитную природу магматитов западного склона Урала. Аналогичное распределение составов изученных пород демонстрируют диаграммы Ce/Y–Zr/Nb и Y/Nb–Zr/Nb (рис. 8б, 8в).

Характерные черты вулканитов внутриплитных континентальных обстановок, в частности обогащенность пород Th, Ta, Nb и отсутствие аномалий Zr и Ti, отражает и спайдерграмма (рис. 9), где для изученных вулканитов показано распределение редких элементов, нормированное к хондриту C1.

По степени дифференциации РЗЭ и концентрациям легких редких земель наблюдается сходство составов уральских ультрамафитов и мафитов с траппами, щелочными и толеитовыми базальтами океанических островов, а также с базальтами

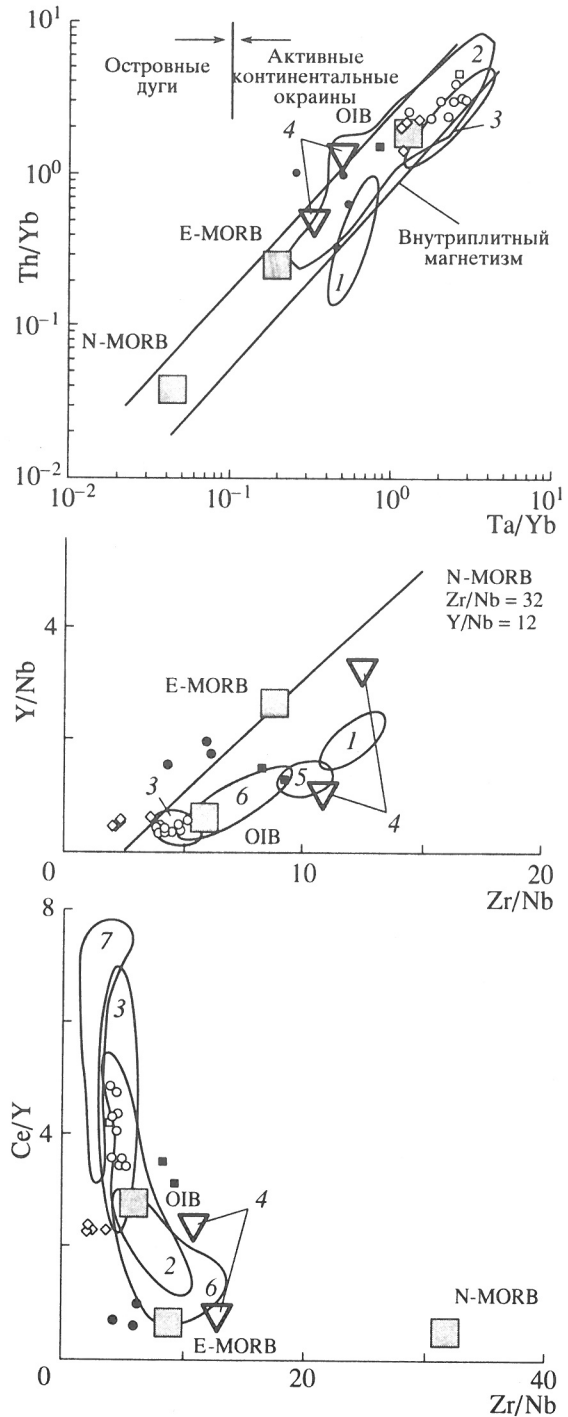


Рис. 8. Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb (а), Y/Nb–Zr/Nb (б), Ce/Y–Zr/Nb (в).

Условные обозначения см. на рис. 3. Цифрами показаны поля составов: 1 – толеитов влк. Мауна Кеа, Гавайи (Frey et al., 1991); 2 – базальтовой ассоциации архипелага Кергелен; 3 – щелочных базальтов Байкальской рифтовой зоны (Кононова и др., 1993); 4 – траппов Деккана и Параны (Wilson, 1989); 5 – щелочные базальты влк. Мауна Кеа, Гавайи (Frey et al., 1991); 6 – платобазальты Красноморского рифта, западный Йемен (Baker et al., 1997); 7 – щелочные базальты, нефелиниты и меллититы Центральной Европы (Weaver et al., 1987).

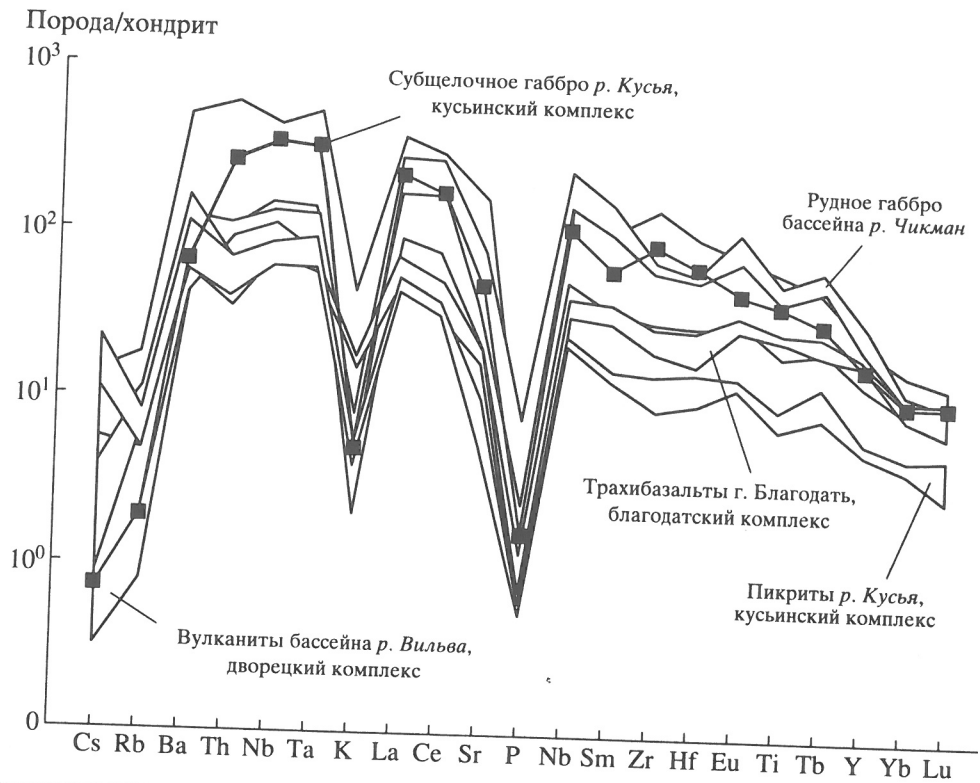


Рис. 9. Особенности распределения редких элементов в изученных породах. Нормировано к C1-хондриту (Sun, McDonough, 1986).

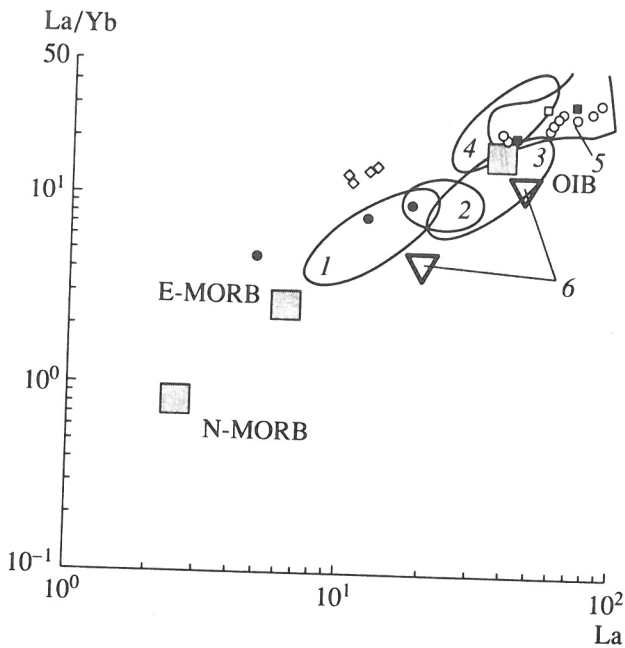


Рис. 10. Диаграмма La/Yb-La.

Усл. обозначения см. на рис. 3. Цифрами показаны поля составов: 1 – толеиты влк. Мауна Кеа, Гавайи (Frey et al., 1991); 2 – щелочные базальты влк. Мауна Кеа, Гавайи (Frey et al., 1991); 3 – платобазальты Красноморского рифта, западный Йемен (Baker et al., 1997); 4 – щелочные базальты Байкальской рифтовой зоны; 5 – щелочные базальты, нефелиниты и меллититы Центральной Европы (Weaver et al., 1987); 6 – траппы Деккана и Параны (Wilson, 1989).

континентальных рифтовых зон (рис. 10). Заметим, что точки составов чикманских габброидов на этой диаграмме попадают в поле наиболее обогащенных вулканитов континентальных рифтов вместе с трахибазальтами дворецкого комплекса и кусьинскими габбро. В то же время трахибазальты благодатского комплекса по рассматриваемым параметрам близки E-MORB.

Мы полагаем, что отмеченные вариации составов изученных ультрамафитов, по-видимому, могут быть связаны с разной степенью обогащенности некогерентными элементами их первичных источников.

Типы мантийных источников

Образцы изученных мафитов и ультрамафитов характеризуются положительными значениями ϵ_{Nd} и отрицательными ϵ_{Sr} , попадают в поле мантии промежуточного состава между DM и BSE (рис. 11). При этом большинство составов располагается вблизи PREMA. Отметим, что изотопные данные коррелируются с геохимическими особенностями изученных пород.

Благодатские трахибазальты попадают в область наиболее деплетированных составов с $\epsilon_{Nd} = 6.9$, что находится в соответствии с относительной обедненностью этих пород большинством некогерентных элементов (в том числе и РЗЭ) и их сходством с толеитовыми базальтами. Трахиба-

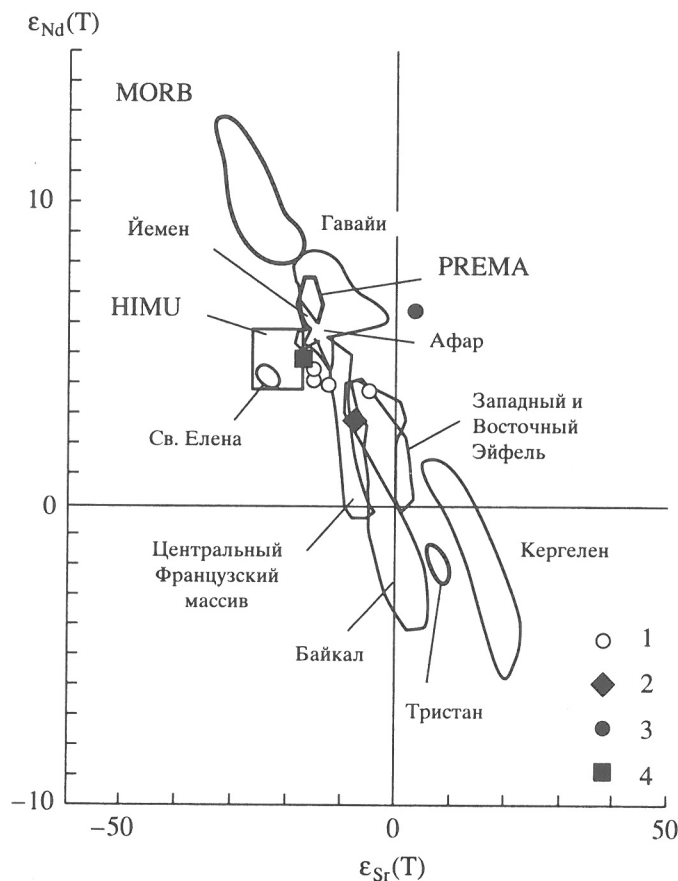


Рис. 11. Изотопный состав клинопироксенов.

1 – трахибазальты бассейна р. Вильва, дворецкий комплекс; 2 – пикрит р. Кусья, кусьинский комплекс; 3 – трахибазальт горы Благодать, благодатский комплекс; 4 – рудное габбро бассейна р. Чикман.

зальты дворецкого комплекса и субщелочные габброиды по изотопному составу (ϵ_{Nd} от 4.4 до 5.0, ϵ_{Sr} от -15 до -20) соответствуют породам, непосредственно связанным с активностью современных мантийных плюмов (Гавайские острова, Афарский рифт, Северная Атлантика). Кусьинские щелочные пикриты имели более обогащенный источник и характеризуются значениями $\epsilon_{Nd} = 2.9$ и $\epsilon_{Sr} = -9.4$. Изотопно-геохимические особенности изученных пород позволяют предположить, что формирование уральских мафитов и ультрамафитов может быть связано с деятельностью глубинного мантийного плюма, который мог инициировать образование вендской рифтовой структуры. Размеры плюма, по-видимому, сопоставимы с ареалом распространенности как изученных, так и аналогичных комплексов, приуроченных к рассматриваемой структуре. При этом центр вулканической активности предположительно находился в районе р. Вильва. К этой территории приурочены наиболее обогащенные субщелочные вулканы дворецкого комплекса, а также не рассматриваемые в данной работе породы вильвенского, щегровитского и шпалорезовского комплексов, петролого-геохимические

особенности которых свидетельствуют об их принадлежности к щелочной континентальной рифтовой серии (Бочкарев, 2000). Возможно, что в северном направлении (благодатский комплекс) происходит уменьшение глубинности магмообразования, вследствие чего субщелочные континентальные серии сменяются континентальными толеитами.

ВЫВОДЫ

1. Изученные мафиты и ультрамафиты несут в себе геохимические черты базальтов внутриплитных континентальных геодинамических обстановок и по уровню обогащения щелочами и некогерентными редкими элементами варьируют от континентальных толеитов до пород щелочно-базальтовых серий, наиболее обогащенных некогерентными элементами.

2. Полученные изотопные данные указывают на преимущественно мантийную природу источников вещества, принимавших участие в формировании изученных вулкаников. Их источники по изотопным характеристикам отвечают мантии промежуточного состава между DM и BSE. Бла-

годатские трахибазальты попадают в область наиболее деплетированных составов с $\epsilon_{Nd} = 6.9$, а трахибазальты дворцевого комплекса и субщелочные габброиды по изотопному составу (ϵ_{Nd} от 4.4 до 5.0, ϵ_{Sr} от -15 до -20) соответствуют породам, непосредственно связанным с активностью современных мантийных плюмов. Кусьинские щелочные пикриты имели более обогащенный источник и характеризуются значениями $\epsilon_{Nd} = 2.9$ и $\epsilon_{Sr} = -9.4$. Изотопно-геохимические особенности изученных пород позволяют предположить, что формирование уральских мафитов и ультрамафитов может быть связано с деятельностью глубинного мантийного плюма, который мог инициировать образование вендской рифтовой структуры.

3. Особенности состава вулканитов трахибазальт-трахиандезитовой серии дворцевого комплекса определялись участием нескольких процессов: при доминирующей роли кристаллизационной дифференциации базальтового расплава имела место контаминация расплава коровым веществом, а также происходило взаимодействие пород с морской водой.

Благодарности. Авторы благодарны Г.Г. Морозову (ПГГП "Геокарта"), а также Е. Якимову (Яйвинская ГРЭ) за помощь в проведении полевых работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 98-05-64680 и 00-05-64380) и ФЦП "Интеграция" (проект № 310).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
- Зильберман А.М., Чернышева Е.М., Кичигин Ю.М. Базальтоидные формации западного склона Среднего и Северного Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976. С. 57-64.
- Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Проблема выделения магматических формаций западного склона Северного и Среднего Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2000. С. 20-23.
- Иванов С.Н., Русин А.И. Поздневендский этап тектонического развития Урала // Геотектоника. 2000. № 3. С. 21-32.
- Карпухина Е.В., Первов В.А. Щелочно-базальтовый магматизм западного склона Урала как индикатор позднепротерозойских процессов рифтогенеза (на примере дворцевого вулканического комплекса) // Тез. научной конференции "Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты". 2000. С. 170-172.
- Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З., Лебедев В.А. Возраст мафит-ультрамафитового магматизма западного склона Урала (первые Sm-Nd и Rb-Sr данные) // ДАН. 1999. Т. 3697 № 6. С. 809-811.
- Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З., Тихова М.А. Изотопные и геохимические критерии внутриплитной природы мафит-ультрамафитовых пород западного склона Урала // ДАН. 2000. Т. 370. № 3. С. 372-375.
- Кононова В.А., Журавлёв В.З., Яшина Р.М., Первов В.А. Изотопный состав Nd и Sr кайнозойских континентальных базальтов Центральной Азии и гетерогенность их источника // ДАН. 1993. Т. 331. № 2. С. 224-227.
- Кононова В.А., Келлар Й., Первов В.А. Континентальный базальтовый вулканизм и геодинамическая эволюция Байкало-Монгольского региона // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 152-170.
- Кухаренко А.А. Возраст ашинской серии западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник ЛГУ. 1960. № 24. Сер. геол. и геогр. Вып. 4. С. 45-60.
- Кухаренко А.А. Литология и условия формирования ашинской серии западного склона среднего Урала // Ученые Записки ЛГУ. 1962. Сер. геол. наук. Вып. 12. № 310. С. 245-274.
- Лукьянова Л.И., Бельский А.В. Особенности рифейско-вендского ультраосновного магматизма Урала // Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989. С. 115-123.
- Лукьянова Л.И., Волынин А.Ф. Сравнительная характеристика пикритовых комплексов Урала в связи с вопросом их генезиса // Зап. ВМО. 1979. Ч. 108. Вып. 5. С. 570-577.
- Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 222 с.
- Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур Тихоокеанского и Индо-Атлантического типов в позднем докембрии // ДАН. 1996. Т. 350. № 6. С. 799-802.
- Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42-61.
- Румянцева Н.А. Типы базальтовых ассоциаций Урала и вопросы их петрогенезиса // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 195-209.
- Румянцева Н.А. Щелочной вулканизм западного склона Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3-29.
- Румянцева Н.А. Формация щелочных базальтоидов западного склона Урала // Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л.: Недра, 1967. С. 132-2.
- Смирнов Ю.Д., Лукьянова Л.И., Румянцева Н.А. Магматические породы западного склона Урала и Тимана и связь их с кимберлитами // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1973. Т. 2. С. 319-324.
- Старков Н.П. Древняя формация пикритовых порфиров западного склона Урала // ДАН СССР. 1967. Т. 177. № 1. С. 189-192.
- Старков Н.П. Минералогия пикритов западного склона Урала // Тр. Ин-та геол. и теох. АН СССР УНЦ. 1973. Вып. 100. С. 53-69.
- Фор Г. Основы изотопной геологии / Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.

- Baker J.A., Thirlwall M.F., Menzies M.A.* Sr-Nd-Pb isotopic and trace element evidence for crustal contamination of plume-derived flood basalts: Oligocene flood volcanism in western Yemen // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 60. № 14. P. 2559–2581.
- Fisq H.W., Kable E.J.D., Gurney J.J.* Aspects of the geochemistry of kimberlites from the Premier Mine, and other selected occurrences with particular reference to the rare earth elements // *Physics and Chemistry of the Earth.* Oxford. 1975. V. 9. P. 687–707.
- Francis D.* Implications of picritic lavas for the mantle sources of terrestrial volcanism // *Lithos.* 1995. № 34. P. 89–105.
- Frey F.A., Garcia M.O., Wise W.S. et al.* The evolution of the Mauna Kea Volcano, Hawaii: Petrogenesis of tholeiitic and alkaline basalts // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № B9. P. 14347–14375.
- Gautier I., Weiss D., Mennesier J.-P. et al.* Petrology and geochemistry of the Kerguelen Archipelago basalts (South Indian Ocean): Evolution of the mantle sources from ridge to intraplate position // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 100. № 1/3. P. 59–76.
- Hart S., Zindler A.* Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493–571.
- Le Maitre R.W.* A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
- Marty B., Appora I., Bazzat J.-A. et al.* He, Ar, Sr, Nd and Pb isotopes in volcanic rocks from Afar: evidence for a primitive mantle component and constraints on magmatic sources // *Geochem. J.* 1993. V. 27. P. 219–228.
- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 19. P. 290–300.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basin.* 1989. P. 313–345.
- Van Heerden L.A., Le Roex A.P.* Petrogenesis of picrites and associated basalts from the southern mid-Atlantic ridge // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 100. № 1. P. 47–60.
- Wilson M., Downes H.* Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in Western and Central Europe // *J. Petrology.* 1991. V. 32. № 4. P. 811–849.
- Wilson M.* Igneous petrogenesis. London: Unwin Human, 1989. 466 p.