

УДК 552.111(234.853)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ ДИАБАЗ-ПИКРИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА И УСЛОВИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

© 2011 г. С. Г. Ковалев

Институт геологии Уфимского НЦ РАН

450000, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2

E-mail: kovalev@ufaras.ru

Поступила в редакцию 26.06.2009 г.

В работе дана геолого-геохимическая характеристика диабаз-пикритового магматизма, распространенного в пределах западного склона Южного Урала. Показано, что магмы, сформировавшие дифференцированные тела, являются продуктами кристаллизации недифференцированного мантийного расплава, внедрившегося в верхние горизонты коры на ранних стадиях рифтогенеза. Установлено, что процессы дифференциации, протекавшие в коровых условиях в различных структурно-формационных зонах палеорифтогенных структур, обусловили разнообразие внутреннего строения отдельных интрузивных тел и геохимических характеристик, слагающих их пород. Ведущим механизмом формирования дифференцированных тел является гравитационное фракционирование твердой фазы. Сделан вывод о том, что временная эволюция диабаз-пикритового магматизма в пределах региона характеризует процесс стабилизации геодинамического режима и наращивания континентальной коры в рифейское время.

Ключевые слова: *рифейское время, диабаз-пикритовый магматизм, геохимические характеристики, ранние стадии рифтогенеза, дифференцированные тела, мантийный расплав, гравитационное фракционирование.*

Проявление пикритового магматизма связано с разными этапами геодинамического развития отдельных регионов, однако общей его особенностью является приуроченность к зонам повышенной проницаемости земной коры – системам региональных глубинных разломов. Вместе с тем, фациальное разнообразие и специфика состава этих пород в значительной степени определяются тектоно-магматическими режимами их формирования. Проявления пикритового магматизма в виде интрузивных и субвулканических тел связаны, главным образом, с увеличением “жесткости” литосферы и заложением в пределах активизированных областей глубинных разломов, то есть, по существу, эти комплексы могут рассматриваться в качестве индикаторных для ранних стадий рифтогенеза и/или тектоно-магматической активизации отдельных регионов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Диабаз-пикритовые комплексы, распространенные в пределах западного склона Южного Урала, являются южным продолжением зоны распространения пикритовой ассоциации Урала, приуроченной к Западно-Уральскому поднятию. А.А. Алексеевым [1] эти образования были объединены в четыре разновозрастные комплекса (ассоциации): шуйдинский (R_1), лапыштинский (R_2), мисаелгинский (R_3) и лысогорский (V). В последнее время бы-

ли получены многочисленные новые материалы о возрасте магматических пород и о геологическом строении отдельных стратотипических разрезов западного склона Южного Урала [7, 10, 20], которые практически “стирают” границу между ранне- и среднерифейскими этапами магматизма, но, тем не менее, в данной работе выделение четырех комплексов сохраняется, так как надежных датировок по этим породам в настоящее время не получено.

Шуйдинский комплекс включает в себя дифференцированные тела, распространенные среди отложений бурзянской серии (R_1) в районе Бакальского рудного поля (рис. 1), где описаны его наиболее типичные представители [2, 6]. По степени дифференцированности среди них выделяются маломощные недифференцированные силлы пикритов, пикродиабазов и оливиновых диабазов и, более распространенные, дифференцированные тела различной мощности (от 15 до 25 м).

Пикритовые и диабаз-пикритовые тела лапыштинского комплекса относительно широко распространены в пределах Башкирского мегантиклинория. Они представлены единичными недифференцированными дайками и силлами, реже – асимметрично построенными силлами мощностью 5–15 м и протяженностью до 200–600 м и более. Мисаелгинский комплекс представлен двумя дифференцированными феррогаббродиабаз-пикритовыми телами, расположенными в западной части Тараташского комплекса [1, 12]. Массивы образуют поло-

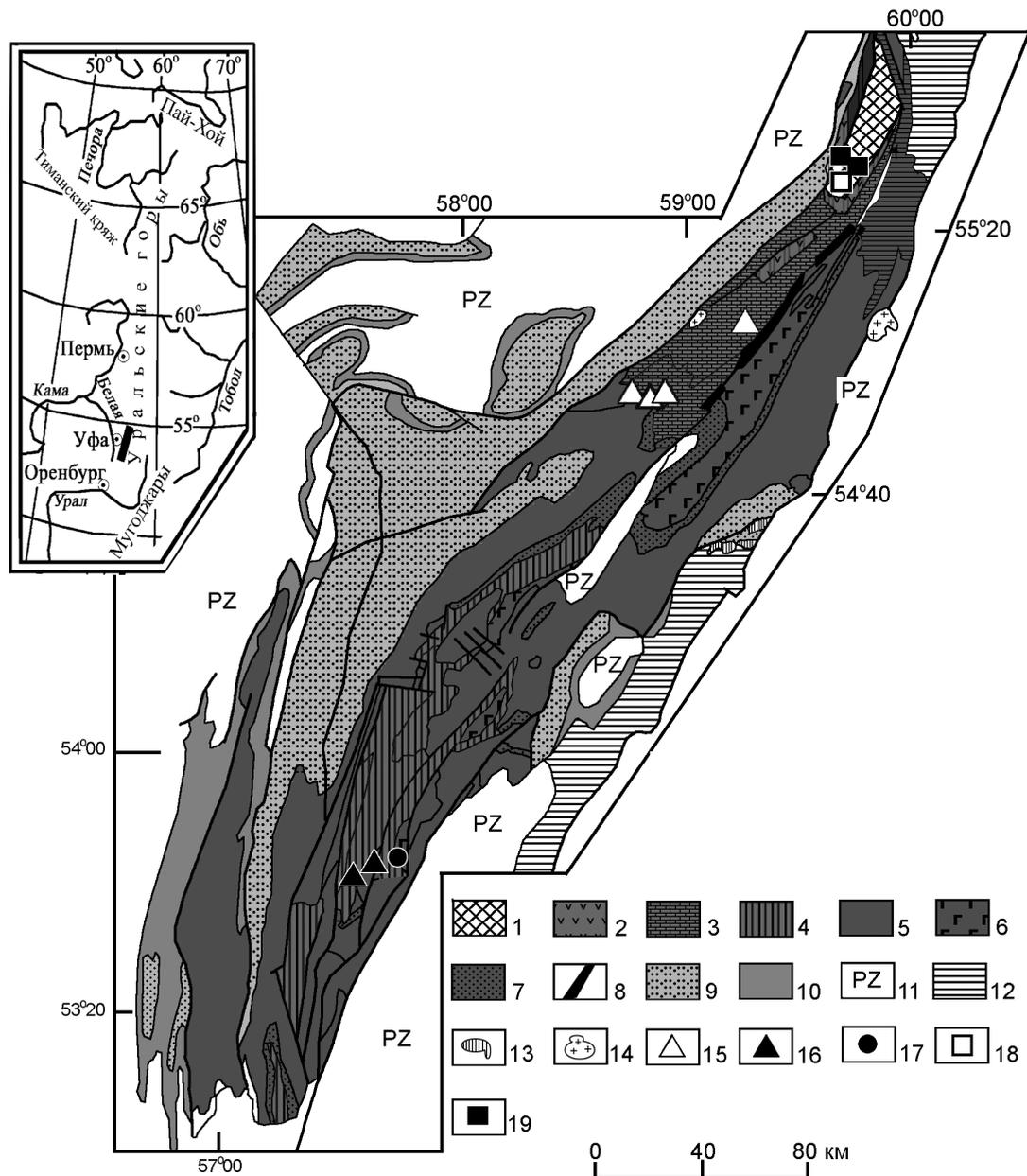


Рис. 1. Геологическая схема распространения диабаз-пикритовых комплексов на западном склоне Южного Урала.

1 – тараташский метаморфический комплекс; 2 – айская свита (R_1); 3 – саткинская и бакальская свиты нерасчлененные (R_1); 4 – большеинзерская, суранская и юшинская свиты нерасчлененные (R_1); 5 – терригенные отложения нерасчлененные (R_2); 6 – вулканогенно-осадочные отложения (R_2); 7 – зигальгинская свита (R_2); 8 – Кусинско-Копанский комплекс (R_2); 9 – верхнерифейские отложения нерасчлененные; 10 – вендские отложения нерасчлененные; 11 – палеозойские отложения нерасчлененные; 12 – метаморфические комплексы нерасчлененные; 13 – ультраосновные породы; 14 – гранитоиды; 15–19 – диабаз-пикритовые комплексы: 15 – шуйдинский, 16 – лапыштинский, 17 – шатакский, 18 – мисаелгинский, 19 – лысогорский.

го падающие на запад интрузивные залежи мощностью 45 и 216 м. Определение возраста диабазов из этих тел K-Ar методом – 780 млн. лет [12] и Rb-Sr – 726 ± 13 млн. лет [6], при соотношениях изотопов стронция, равных 0.70664, позволяют с достаточной степенью надежности говорить о поздне-рифейском времени формирования пород. Интрузив-

ные тела пикродолеритов лысогорского комплекса были выявлены при геолого-съёмочных работах среди кристаллических сланцев Тараташского блока [12]. Массивы представлены пологопадающими (под углами 20–30°) на запад либо восток дайкоподобными телами переменной мощности (от 10 до 65 м). По падению они прослеживаются на рассто-

яние до 1 км и более, а по простиранию – до 2 км. Время их формирования принимается за вендское, основываясь на опубликованных А.А. Алексеевым определениях К-Аг методом возраста пикрита 628 ± 50 млн. лет [2].

В результате детального петрографического изучения пород, слагающих дифференцированные (расслоенные) тела установлено, что их внутреннее строение характеризуется отчетливо выраженной асимметрией, заключающейся в том, что нижние горизонты массивов и/или нижние горизонты отдельных ритмов, сложены наиболее меланократовыми породами. Во всех телах проявлена скрытая расслоенность, выражающаяся в изменении составов минералов, представляющих серии твердых растворов, в зависимости от местоположения в вертикальном разрезе, а все разнообразие пород в значительной степени обусловлено перераспределением в объеме, взаимоотношениях друг с другом и вариациях составов основных породообразующих минералов: оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Геохимическая характеристика диабаз-пикритовых комплексов (табл. 1) подчеркивает их принадлежность к породам базит-гипербазитового состава со специфичными особенностями, присущими этому типу магматизма. Распределение отдельных элементов по разрезам дифференцированных тел характеризует процессы дифференциации и позволяет воссоздать условия их формирования [6].

Распределение **хрома** характеризуется четко проявленной асимметрией (рис. 2). Во всех телах его максимальные концентрации приурочены к нижним горизонтам, которые представлены наиболее меланократовыми разновидностями пород. Для шуйдинского комплекса концентрации хрома в лейкократовых и меланократовых разновидностях различаются более, чем на порядок (200 и 2100 г/т, соответственно). В телах лапыштинского комплекса резко повышенное количество этого элемента приурочено к границе между основными и ультраосновными дифференциатами, причем в последних, при относительно равномерном его распределении по разрезу, фиксируется обогащение самой нижней, приподошвенной зоны, где концентрации хрома достигают максимальных (для пород данного комплекса) значений (рис. 2б). Более чем в 25 раз различается количество хрома в лейкократовых и меланократовых породах (80 г/т – в диабазах и 2100 г/т – в пикритах). В мисаелгинском комплексе, как и в охарактеризованных выше, максимальные содержания хрома приурочены к нижнему горизонту, а вся остальная часть разреза обеднена этим элементом, независимо от присутствия выше по разрезу еще двух горизонтов пикритов (рис. 2в).

Концентраторами и носителями хрома в дифференцированных интрузиях являются наиболее высокотемпературные рудные и силикатные минералы. Следовательно, в шуйдинском и лапыштинском комплексах значительное количество хрома в ультраосновных горизонтах связано в рудных минералах, кристаллизация которых началась раньше выделения первых силикатов, в то время как в мисаелгинском комплексе наиболее высокотемпературные силикаты и рудные хромсодержащие минералы кристаллизовались близкоодновременно.

Никель и кобальт. Максимальные содержания этих элементов в телах шуйдинского комплекса приурочены к нижнему горизонту пикритов (1500 г/т Ni и 90 г/т Co), а минимальные – к верхам лейкократового ритма (70 г/т Ni и 19 г/т Co). Аналогичной картиной распределения этих элементов по разрезам дифференцированных тел характеризуются и остальные комплексы (рис. 2). При сопоставлении диаграмм выявляется, что характер распределения кобальта в шуйдинском и лапыштинском комплексах напрямую коррелирует с содержанием хрома, в то время как максимальные концентрации никеля приурочены к центральным частям ультраосновного горизонта. В мисаелгинском и лысогорском комплексах кобальт и никель концентрируются в самых нижних, приподошвенных частях пикритовых горизонтов. Анализ распределения этих элементов по разрезам позволяет говорить о том, что во всех комплексах **Co и Ni входят в силикатные минералы** (оливин) ранней генерации, а последующие процессы дифференциации приводят к их накоплению в низах ультраосновного горизонта. Присутствие никеля в сульфидной форме (пентландит) в виде ликвационных “каплеобразных” обособлений, которые более или менее равномерно распределены по ультраосновной части разрезов, свидетельствует о том, что процесс сульфидообразования по времени является более поздним, чем кристаллизация оливина.

Медь. Поведение меди в процессе становления магматических тел довольно детально описано в ряде публикаций [5, 17]. На основании изучения геохимии траппов Сибирской платформы, Г.В. Нестеренко и А.И. Альмухамедов пришли к выводу о том, что для всех дифференцированных трапповых интрузий характерны два максимума в содержаниях меди по вертикальным разрезам тел. Диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала также характеризуются более или менее четко проявленными двумя максимумами в распределении этого элемента. Двойственный характер распределения меди в процессе становления магматических тел обязан одновременному действию двух процессов. С одной стороны, медь, обладая большим сродством к сере, на ранних этапах эволюции расплава связывается в ликвирующей сульфидной жидкости, с другой – часть ее в виде легкоподвиж-

Таблица 1. Геохимические характеристики диабаз-пикритовых комплексов западного склона Южного Урала (г/т)

| № п/п | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Li | 42.47 | 27.27 | 145.41 | 3.11 | 45.63 | 18.34 | 9.47 | 6.84 | 14.74 | 15.09 | 10.26 | 8.96 | 8.5 |
| Be | 0.14 | 1.22 | 1.42 | 0.44 | 0.89 | 0.84 | 0.63 | 0.7 | 2.52 | 1.26 | 1.23 | 1.13 | 1 |
| Sc | 25.77 | 24.76 | 27.52 | 18.82 | 28.44 | 29.35 | 27.07 | 17.69 | 21.57 | 23.92 | 23.43 | 26.66 | 24.16 |
| Ti | 1953.76 | 4324.06 | 9110.28 | 3285.89 | 6999.93 | 6230.1 | 16037.6 | 6588.95 | 7349.61 | 8621.14 | 9101.72 | 8500.41 | 7940.65 |
| V | 124.02 | 160.47 | 211.99 | 180.15 | 249.68 | 239.47 | 655.38 | 141.03 | 156.54 | 182.2 | 182.65 | 191.99 | 179.5 |
| Cr | 1744.48 | 21.19 | 853.89 | 2290.51 | 96.13 | 291.72 | 4.72 | 1457.97 | 832.09 | 808.5 | 791.95 | 916.87 | 1157.08 |
| Mn | 917.55 | 840.76 | 1172.95 | 851.1 | 928.18 | 1072.61 | 983.98 | 1132.05 | 1342.9 | 1038.22 | 948.37 | 1088.3 | 1072.49 |
| Co | 96.17 | 32.31 | 65.07 | 99.63 | 37.53 | 37.11 | 91 | 112.71 | 51.87 | 77.62 | 76.49 | 85.26 | 91.92 |
| Ni | 844.75 | 58.84 | 420.26 | 761.05 | 124.6 | 113.98 | 110.09 | 1017.5 | 617.15 | 732.13 | 720.28 | 798.92 | 729.29 |
| Cu | 36.14 | 64.25 | 123.71 | 16.08 | 119.11 | 54.56 | 102.59 | 104.09 | 105.03 | 136.37 | 153.33 | 140 | 132.09 |
| Zn | 63.74 | 88.2 | 145.39 | 121.05 | 125.13 | 94.41 | 102.68 | 88.05 | 1006.5 | 100.54 | 93.55 | 95.82 | 92.15 |
| Ga | 6.5 | 18.38 | 15.39 | 11.18 | 20.08 | 18.41 | 23.97 | 9.16 | 13.23 | 14.24 | 14.35 | 13.94 | 12.68 |
| Ge | 1.1 | 1.21 | 1.57 | 1.1 | 1.49 | 1.41 | 1.32 | 1.31 | 1.72 | 1.45 | 1.44 | 1.56 | 1.47 |
| Rb | 7.68 | 53.56 | 10.8 | 0.49 | 22.86 | 34.37 | 16.29 | 10.08 | 72.76 | 30.81 | 25.05 | 16.33 | 11.3 |
| Sr | 19.64 | 218.51 | 66.56 | 14.15 | 390.78 | 323.83 | 515.64 | 235.35 | 201.66 | 253.38 | 293.06 | 337.86 | 279.67 |
| Y | 6 | 22.21 | 16.37 | 8.53 | 17.84 | 15.51 | 11.11 | 11.21 | 13.75 | 16.66 | 17.04 | 16.31 | 14.64 |
| Zr | 19.75 | 115.77 | 128.46 | 55.16 | 102.17 | 86.47 | 74.93 | 95.23 | 146.38 | 160.61 | 168.92 | 136.55 | 126.7 |
| Nb | 4.6 | 10.75 | 21.35 | 4 | 8.82 | 7.41 | 6.46 | 9.65 | 17.66 | 14.74 | 28.08 | 13.06 | 12.02 |
| Mo | 0.13 | 0.18 | 0.82 | 0.2 | 0.56 | 0.3 | 0.47 | 0.6 | 1.25 | 1.07 | 0.89 | 0.92 | 0.77 |
| Ag | 0.09 | 0.21 | 0.39 | 0.08 | 0.21 | 0.14 | 0.12 | 0.2 | 0.54 | 0.36 | 0.64 | 0.28 | 0.34 |
| Cd | 0.03 | 0.1 | 0.07 | 0.03 | 0.13 | 0.14 | 0.08 | 0.07 | 1.61 | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.08 |
| Sn | 0.28 | 1.32 | 1.24 | 0.6 | 1.12 | 0.96 | 1.12 | 0.92 | 1.68 | 1.38 | 1.54 | 1.32 | 1.26 |
| Sb | 0.02 | 0.06 | 0.27 | 0.51 | 1.85 | 0.44 | 0.03 | 0.04 | 0.14 | 0.08 | 0.06 | 0.11 | 0.07 |
| Te | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | н/о | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | н/о | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| Cs | 2.22 | 0.43 | 1.03 | 0.11 | 0.71 | 1.31 | 0.16 | 0.17 | 1.27 | 0.55 | 0.29 | 0.31 | 0.15 |
| Ba | 32.38 | 588.2 | 124.07 | 9.69 | 279.79 | 196.57 | 293.18 | 161.54 | 369.57 | 298.54 | 308.32 | 270.28 | 220.01 |
| La | 1.93 | 26.63 | 16.14 | 18.77 | 17.01 | 13.8 | 11.43 | 12.89 | 18.34 | 19.6 | 21.13 | 17.58 | 15.59 |
| Ce | 4.66 | 46.07 | 40.59 | 41.78 | 38.53 | 30.88 | 28.1 | 31.54 | 42.52 | 47.26 | 50.61 | 43.06 | 38.97 |
| Pr | 0.63 | 7.09 | 5.36 | 5.02 | 5.05 | 4.13 | 3.72 | 4.13 | 5.44 | 6.17 | 6.7 | 5.78 | 5.26 |
| Nd | 2.97 | 29.23 | 24.17 | 21.08 | 22.04 | 18.3 | 17.31 | 18.99 | 24.09 | 27.95 | 29.79 | 25.84 | 24.24 |
| Sm | 0.84 | 5.63 | 5.2 | 3.49 | 4.79 | 4.03 | 3.83 | 4.11 | 5.07 | 5.91 | 6.29 | 5.69 | 5.37 |
| Eu | 0.32 | 1.35 | 1.72 | 0.81 | 1.47 | 1.31 | 1.34 | 1.25 | 1.76 | 1.79 | 1.91 | 1.79 | 1.67 |
| Gd | 1.11 | 5.13 | 4.86 | 2.7 | 4.61 | 4.04 | 3.65 | 3.77 | 4.73 | 5.56 | 5.86 | 5.46 | 5.07 |
| Tb | 0.18 | 0.75 | 0.68 | 0.33 | 0.66 | 0.58 | 0.49 | 0.51 | 0.62 | 0.73 | 0.76 | 0.72 | 0.67 |
| Dy | 1.26 | 4.63 | 3.92 | 1.96 | 3.97 | 3.49 | 2.77 | 2.8 | 3.53 | 4.16 | 4.4 | 4.18 | 3.86 |
| Ho | 0.26 | 0.93 | 0.73 | 0.37 | 0.77 | 0.68 | 0.51 | 0.51 | 0.64 | 0.77 | 0.79 | 0.76 | 0.7 |
| Er | 0.77 | 2.61 | 1.86 | 0.98 | 2.03 | 1.79 | 1.27 | 1.27 | 1.62 | 1.93 | 1.97 | 1.91 | 1.74 |
| Tm | 0.11 | 0.38 | 0.25 | 0.14 | 0.27 | 0.25 | 0.17 | 0.16 | 0.21 | 0.25 | 0.25 | 0.24 | 0.22 |
| Yb | 0.72 | 2.43 | 1.52 | 0.83 | 1.72 | 1.52 | 0.97 | 0.95 | 1.24 | 1.51 | 1.5 | 1.49 | 1.31 |
| Lu | 0.11 | 0.36 | 0.21 | 0.12 | 0.24 | 0.21 | 0.14 | 0.13 | 0.17 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.19 |
| Hf | 0.6 | 4.04 | 3.59 | 1.54 | 2.81 | 2.43 | 2.37 | 2.75 | 4.11 | 4.48 | 4.67 | 3.95 | 3.69 |
| Ta | 0.19 | 1.48 | 2.67 | 6.72 | 1.19 | 1.01 | 0.97 | 1.57 | 1.83 | 2.13 | 2.34 | 1.95 | 1.78 |
| W | 0.76 | 0.31 | 0.21 | 0.14 | 0.84 | 0.27 | 0.16 | 0.25 | 1.25 | 104.81 | 0.56 | 48.72 | 31.87 |
| Tl | 0.06 | 0.21 | 0.07 | 0 | 0.12 | 0.18 | 0.09 | 0.05 | 0.57 | 0.21 | 0.15 | 0.07 | 0.05 |
| Pb | 1.19 | 9.2 | 7.92 | 0.87 | 18.61 | 10.65 | 3.69 | 2.22 | 194.67 | 8.41 | 7.33 | 4.75 | 4.79 |
| Bi | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.13 | 0.05 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| Th | 0.37 | 5.54 | 1.47 | 0.82 | 2.05 | 1.57 | 1.5 | 1.61 | 2.19 | 2.59 | 4.1 | 2.27 | 1.85 |
| U | 0.08 | 1.03 | 0.42 | 0.23 | 0.53 | 0.44 | 0.28 | 0.34 | 0.5 | 0.62 | 0.56 | 0.54 | 0.38 |

Примечание. 1–3 – шуйдинский комплекс: 1 – пикрит, 2– дупироксеновый лейкократовый габбродиабаз, 3 – дупироксеновый габбродиабаз; 4–6 – лапыштинский комплекс: 4 – пикрит, 5 и 6 – габбродиабазы; 7–9 – мисаелгинский комплекс: 7– феррогаббродиабаз, 8 – пикрит, 9 – пикродиабаз; 10–13 – лысогорский комплекс, пикриты и пикродолериты. Анализы выполнены ISP MS методом в ИГТ УрО РАН (Екатеринбург).

ных соединений обогащает остаточные порции расплава, давая второй максимум в породах поздних стадий кристаллизации. При анализе распределения меди по разрезам диабаз-пикритовых комплексов были отмечены характерные особенности пове-

дения этого элемента, наиболее четко проявленные в массивах шуйдинского и мисаелгинского комплексов, а именно: приуроченность максимальных концентраций **Сu** к отдельным ритмам. В том случае, если количество ритмов превышает два (миса-

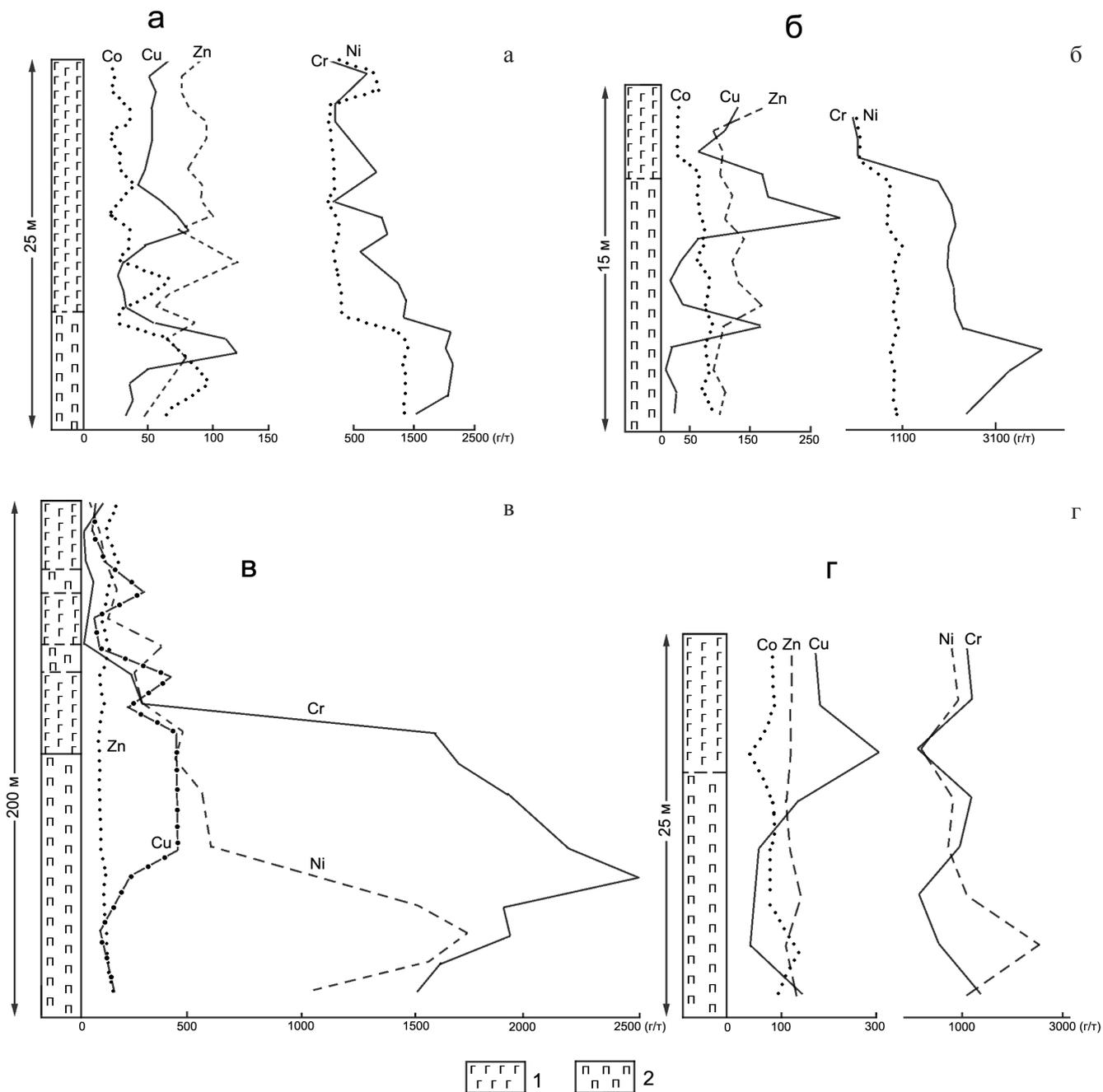


Рис. 2. Диаграммы распределения элементов по разрезам дифференцированных тел.

Комплексы по [5]: а – шуйдинский, б – лапыштинский, в – мисаелгинский, г – лысогорский; 1 – габброиды, 2 – пикриты.

елгинский комплекс – рис. 2в), то, соответственно, повышается количество положительных значений концентраций **Сu** по отношению к среднему содержанию, что позволяет говорить о ее “послойном” характере распределения. Последнее утверждение основывается на том, что в случае, когда распределение **Сu** обусловлено двойственным механизмом, то, независимо от количества горизонтов, в вертикальном разрезе должно присутствовать два максимума, один из которых (ликвационный) приурочен к нижней части разреза, а другой располагает-

ся в верхних горизонтах интрузивного тела. В нашем случае максимальные концентрации **Сu** фиксируются в каждом горизонте, причем внутри отдельных ритмов скопления изометричных, каплеобразных выделений сульфидов приурочено к нижним частям, а в верхних они, как правило, образуют зернистые агрегаты и ксеноморфные выделения, т.е. двойственный характер поведения меди фиксируется в каждом ритме.

Анализ петрохимических характеристик пород разновозрастных комплексов, позволяет говорить,

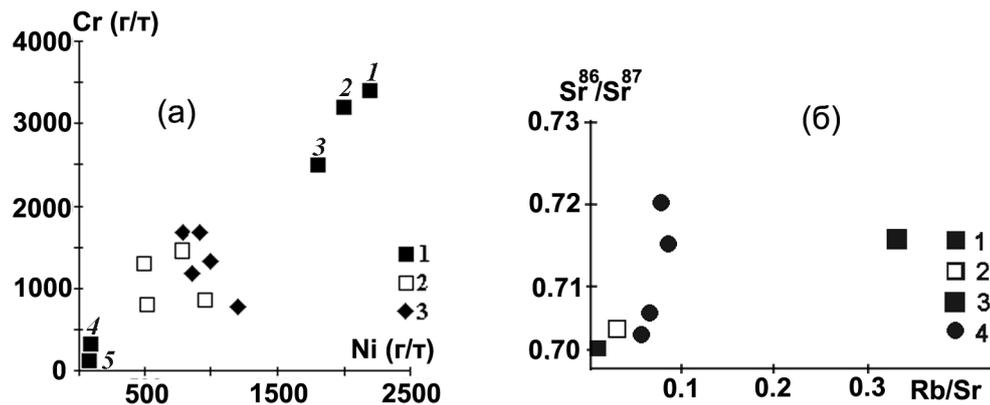


Рис. 3. Диаграммы средних содержаний хрома и никеля (а) и соотношения изотопов Sr и Rb/Sr отношения (б) в диабаз-пикритовых комплексах западного склона Южного Урала, мантии, магматических породах и земной коре.

а: 1 – основные и ультраосновные породы (1 – океанические гипербазиты, 2 – шпинелевые лерцолиты, 3 – альпинотипные гипербазиты, 4 – океанические толеиты, 5 – континентальные толеиты; по [14]); 2 – диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала; 3 – пикриты Приполярного, Северного и Среднего Урала по [15].

б: 1 – диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала, 2 – необедненная мантия, 3 – обедненная мантия, 4 – земная кора (2–4 – по [4]).

что, в целом, процесс дифференциации в них имеет толеитовое направление, причем в мисаелгинском комплексе он характеризуется “феннеровской” направленностью и аналогичен дифференциации Скергаардского массива, а заключительные этапы становления интрузивных тел шуйдинского комплекса близки к известково-щелочному направлению. Средние составы пород относятся к недосыщенному и ненасыщенному ($Q =$ от -2.7 до -18.3 , достигая в ультраосновных дифференциатах значения -25.5) кремнеземом классу меланократовых и голомеланократовых ($v = 25.5-50$) разностей нормального ряда магматических пород по классификации А.Н. Заварицкого. Нормативный состав их характеризуется ведущей ролью в пикритовых горизонтах железисто-магнезиальных минералов (20–35% оливина, 15–40% гиперстена в пикритах; 5–20% оливина и 16–30% гиперстена в пикродиабазе и 0–15% оливина, 0–19% гиперстена в диабазе), а в основных дифференциатах более 50% состава пород приходится на силикатные минералы. Причем в нормативном составе лейкократовых дифференциатов лысогорского и лапыштинского комплексов фиксируется появление нормативного нефелина, а в диабазе шуйдинского комплекса появляется свободный кремнезем (в среднем до 9%).

Дифференциация в породах лапыштинского, мисаелгинского и лысогорского комплексов имеет направление: оливиновый базальт–оливиновый толеит–насыщенный толеит, в то время как породы шуйдинского комплекса изменяются от оливинового толеита до пресыщенного толеита (по классификации А.Н. Заварицкого). Эволюция во времени химизма пород (как аналогов по основности, так и тренда в целом) направлена на увеличение тита-

нистости, щелочности и, что менее проявлено, мафичности от нижнего рифея к венду.

Анализ средних содержаний Cr и Ni в диабаз-пикритовых комплексах и сравнение их с количествами в основных и ультраосновных породах из различных регионов мира (рис. 3а) показывает, что первые резко обогащены этими элементами (приблизительно на 1 порядок) по сравнению как с океаническими, так и с континентальными базальтами. В то же время, в ультраосновных породах континентов и океанов, а также в слабоистощенном мантийном субстрате (шпинелевый лерцолит) содержания Cr и Ni в 1.5–2 раза больше, причем данная тенденция характерна практически для всех пикритовых комплексов Урала. Учитывая, что хром и никель являются тугоплавкими элементами, а высокое Ni/Co отношение, характеризует особенности происхождения различных магм [9], можно говорить о том, что расплавы, сформировавшие южноуральские дифференцированные тела, являлись непосредственными выплавками из мантийного субстрата, не претерпевшими дифференциации в промежуточных очагах.

Проведенное сопоставление средних содержаний некогерентных элементов с аналогичными данными для различных магматических пород показывает, что по содержанию Rb они близки к средним составам щелочных оливиновых базальтов и континентальным толеитам (за исключением шуйдинского комплекса, в котором аномальные содержания этого элемента, вероятнее всего, обусловлены его привнесением в процессе вторичных изменений). По содержанию Sr они занимают промежуточное положение между океаническими и континентальными толеитами, резко отличаясь повышенными количествами этого элемента как от пикритов Ура-

ла, так и от ультрабазитов различной формационной принадлежности. По количеству Zr диабаз-пикритовые комплексы близки к океаническим гипербазитам и толеитам. По соотношению изотопов стронция и Rb/Sr отношению (рис. 3б) породы диабаз-пикритовых комплексов западного склона Южного Урала оказываются близкими к неистощенному мантийному субстрату, вернее, непосредственным выплавкам из него. Причем в процессе выплавления происходит некоторое обогащение жидких фракций рубидием, что хорошо видно на диаграмме для неизменных пород мисаелгинского и лысогорского комплексов.

Анализ нормализованного распределения редкоземельных элементов в разновозрастных комплексах (рис. 4) показывает, что все они характеризуются повышенными содержаниями всей группы РЗЭ при четко выраженном обогащении легкой группой. При этом обращает на себя внимание то, что в процессе внутрикамерной дифференциации поведение редких земель неоднозначно. Если для пород шуйдинского комплекса количественные соотношения выглядят “нормальными” (обогащаются лейкократовые дифференциаты), то для пород лапыштинского и мисаелгинского комплексов картина распределения РЗЭ несколько сложнее (в лапыштинском комплексе количество легких лантаноидов одинаково, что для лейкократовых дифференциатов, что для меланократовых, а в породах мисаелгинского комплекса всей группой РЗЭ обогащены пикриты).

Особый интерес представляет сравнительный анализ данных по диабаз-пикритовым комплексам между собой и с “одновозрастными” магматическими породами, распространенными в пределах региона (рис. 4). Как видно из диаграмм, раннерифейские и среднерифейские породы в целом имеют очень близкий характер распределения элементов. И в том и в другом случаях породы диабаз-пикритовых комплексов комплементарны “одновозрастным” породам основного состава. Наиболее примечательным, как для первых, так и для вторых является стронциевая аномалия, четко проявляющаяся во всех разновидностях пород (ее отсутствие в породах лапыштинского комплекса характеризует процесс внутрикамерной дифференциации при становлении тела в коре), которую в случае диабаз-пикритовых комплексов нельзя объяснить фракционированием плагиоклаза, так как количества Rb, Ba и Cs – элементов типоморфных для полевых шпатов, находятся на уровне их содержаний в основных породах, характеризующихся Srх-Рl составом. О своеобразии условий образования дифференцированных диабаз-пикритовых комплексов можно судить по соотношениям элементов в породах шуйдинского и лапыштинского комплексов, с одной стороны, и диабаз-пикритовой интрузии, описанной нами ранее [7] из основания Шатакского ком-

плекса – с другой (рис. 4). Как видно из диаграмм, содержания всех элементов в шатакской интрузии понижено, по сравнению с диабаз-пикритовыми комплексами, и комплементарно их содержаниям в шатакских породах основного состава. Данный факт может служить доказательством формирования Шатакского вулканоплутонического комплекса из расплава, претерпевшего дифференциацию в промежуточном очаге, а разновидности слагающих его пород являются различными фракциями, внедрившимися в верхние горизонты коры. Ввиду этого, породы шуйдинского и лапыштинского комплексов, из-за их обогащенности всей группой элементов, не могут рассматриваться в качестве продуктов дифференциации, а вероятнее всего, соответствуют непосредственным выплавкам из мантийного субстрата.

Нормализованные содержания РЗЭ и графики распределения элементов-примесей для мисаелгинского (R₃) и лысогорского (V) комплексов (рис. 4) также близки между собой. Для них характерно “традиционное” обогащение легкими лантаноидами и нечетко проявленная стронциевая аномалия. При этом, если тренды пород мисаелгинского комплекса практически полностью тождественны одновозрастным породам основного состава, то для вендских образований картина распределения редких, рассеянных и некогерентных элементов гораздо сложнее. Для сравнительного анализа с пикродолеритами лысогорского комплекса на диаграммы нанесены данные по авашлинским сенитам и “баталалминскому” телу, представляющему собой сложно построенный интрузив, в котором пространственно и генетически совмещены эруптивные брекчии калиевых щелочных габброидов и оливиновые трахибазальты [8]. Результаты анализа диаграмм показывают, что лысогорские пикродолериты практически по всем компонентам являются “усредненными” породами, из состава которых можно получить все разнообразие интрузивных щелочных пород вендского возраста, что, в свою очередь, может свидетельствовать об их принадлежности к производным частичного плавления мантийного субстрата, а не продуктам дифференциации в промежуточном очаге. Здесь же необходимо отметить, что нормализованные содержания РЗЭ во всех диабаз-пикритовых комплексах западного склона Южного Урала очень близки к их количествам, характеризующим субщелочные оливиновые базальты рифта Афар, входящего в систему Восточно-Африканских рифтов (рис. 4), при том, что по содержаниям щелочей южноуральские породы относятся к нормальному ряду (см. выше). Данная тенденция четко проявляется на диаграммах Th/Yb–Ta/Yb и Nb/Y–Zr/Y (рис. 5), на которых в первом случае точки составов диабаз-пикритовых комплексов образуют относительно компактное поле с субщелочными базальтами и пикритами

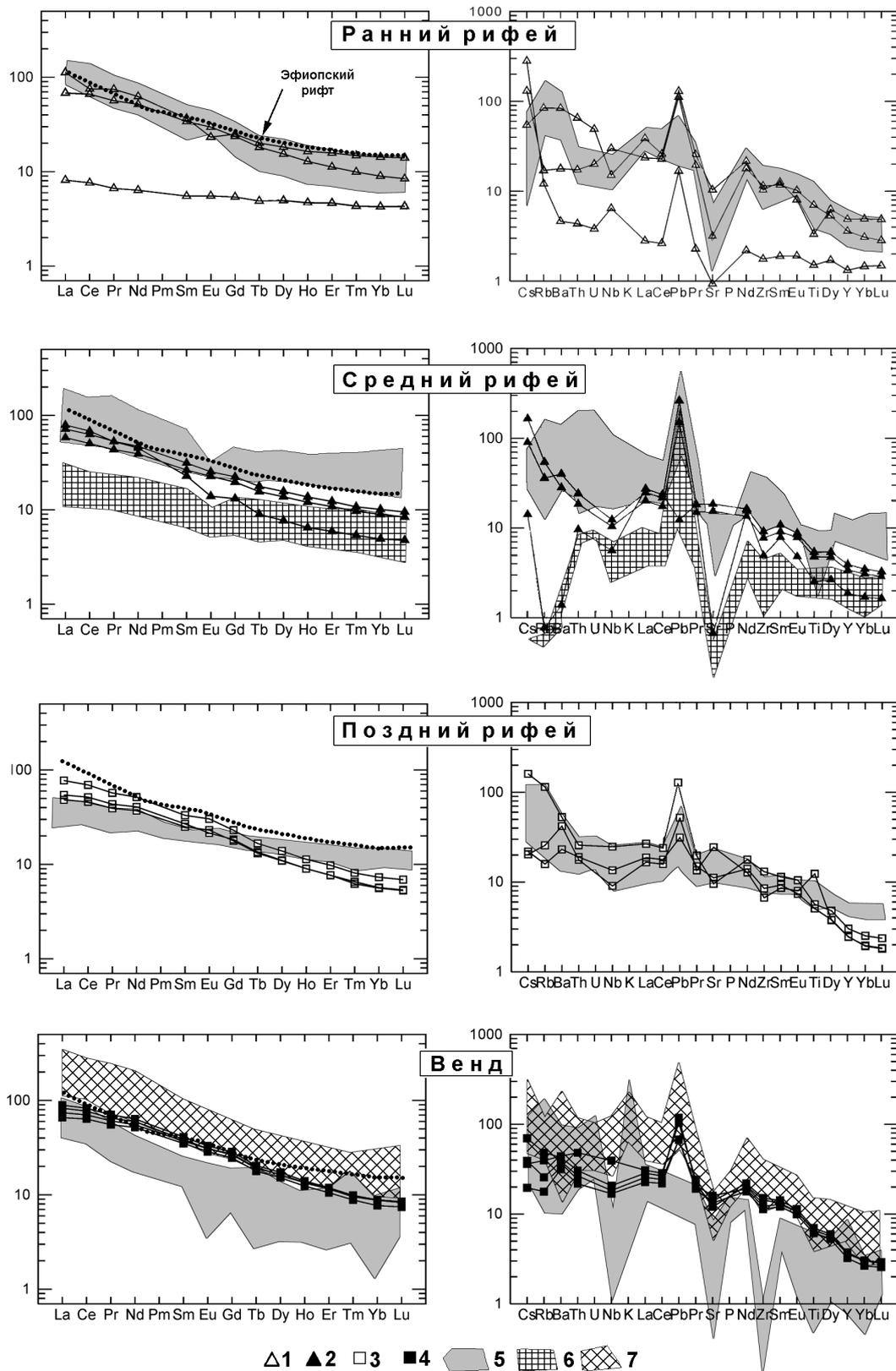


Рис. 4. Графики нормализованных содержаний РЗЭ и элементов-примесей для разновозрастных диабаз-пикритовых комплексов.

1–4 – диабаз-пикритовые комплексы: 1 – шуйдинский (R_1), 2 – лапыштинский (R_2), 3 – мисаелгинский (R_3), 4 – лысогорский (V); 5–7 – поля: 5 – основных пород соответствующего возраста, 6 – диабаз-пикритового тела из основания шатакского комплекса, 7 – щелочных сиенитов авашинского комплекса. Нормализовано на примитивную мантию по [28].

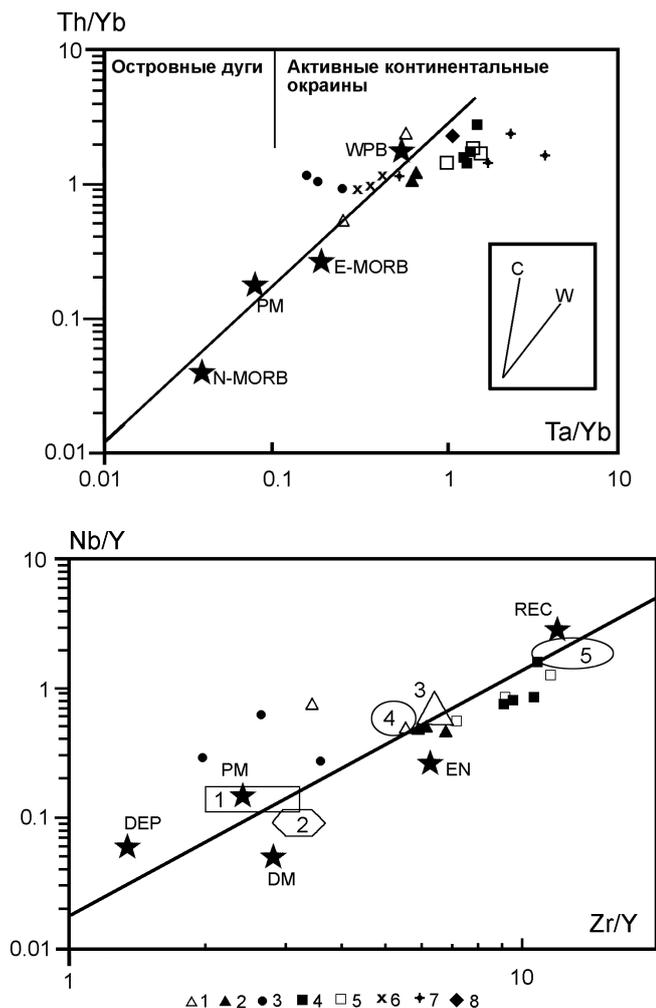


Рис. 5. Положение точек составов диабаз-пикритовых комплексов западного склона Южного Урала на диаграммах Th/Yb–Ta/Yb и Nb/Y–Zr/Y.

1–5 – комплексы: 1 – шуйдинский (R_1), 2 – лапыштинский (R_2), 3 – шатакский (R_2), 4 – мисаелгинский (R_3), 5 – лысогорский (V); 6 – субщелочные габбро кусьинского комплекса, 7 – трахибазальты и пикриты шпалорезовского комплекса, 8 – метадолериты и пикриты вильвенского комплекса; 6–8 – по [19]. Поля и точки составов пород эталонных обстановок для диаграммы Th/Yb–Ta/Yb по [19]: WPB – внутриплитные базальты (субщелочные оливиновые базальты, вулканический центр Бойна, Эфиопия по [25]), PM – примитивная мантия по [29], E-MORB и N-MORB – составы “обогащенных” и “нормальных” базальтов срединно-океанических хребтов по [28]. Тренды эволюции составов магм по [24]: W – в процессе внутриплитного (мантийного) обогащения литофильными элементами, C – контаминации континентальной коры. Для диаграммы Nb/Y–Zr/Y по [11]: DM – деплетированная мантия, PM – примитивная мантия, EN и REC – мантийные составы, обогащенные коровым веществом. Поля: 1 – низкотитанистые пикриты (коматиты) древних зеленокаменных поясов; 2 – низкотитанистые пикриты фанерозойских складчатых областей; 3 – титанистые пикриты и пикробазальты Печенги; 4 – то же, района Ангозеро (Карелия); 5 – высокотитанистые пикриты (меймечиты) Гулинского комплекса (Сибирь).

Кваркушко-Каменногорского антиклинория, тяготея к эталонной точке составов внутриплитных субщелочных базальтов и располагаясь на тренде “мантийного обогащения литофильными компонентами” по [24]. На диаграмме Nb/Y–Zr/Y составы пород диабаз-пикритовых комплексов группируются между областями высокотитанистых меймечитов Гулинского массива и титанистыми пикритами Печенги и Карелии, в значительной степени отличаясь от пикритов фанерозойских складчатых областей. При этом шатакские породы из дифференцированного тела и на первой и на второй диаграммах располагаются вне области концентрации точек составов разновозрастных диабаз-пикритовых комплексов, что свидетельствует, на наш взгляд, об изменении первичных содержаний Th, Ta, Nb и Zr в результате дифференциации расплава в промежуточном очаге.

Из величин отношений Ti/Y, Sm/Yb и Lu/Hf, позволяющих судить о глубине выплавления и/или степени плавления мантийного источника [18], которые равны, соответственно: шуйдинский комплекс – 195–326; 1.16–2.32; 0.09–0.18; лапыштинский – 385–402; 2.66–4.19; 0.078–0.088; мисаелгинский – 535–1443; 3.96–4.31; 0.04–0.06 и лысогорский – 517–542; 3.82–4.18; 0.045–0.053; следует, что наиболее глубинными (фашия гранатовых перидотитов) и менее истощенными следует считать первичные расплавы, сформировавшие тела мисаелгинского и лысогорского комплексов, в то время как расплавы шуйдинского и лапыштинского комплексов образовались при больших степенях плавления и/или меньшей глубине очага магмогенерации (фашия шпинелевых перидотитов).

В целом, временная эволюция диабаз-пикритового магматизма в пределах региона, характеризуется увеличением “щелочного” компонента и количества легких лантаноидов в направлении от R_1 к V , что может служить косвенным признаком наращивания континентальной коры либо указывать на неоднородности в составе мантийного субстрата и/или разноглубинное положение очагов магмогенерации.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА СТАНОВЛЕНИЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ТЕЛ

Количественное физико-химическое изучение магматических процессов началось с экспериментальных исследований бинарных и тройных силикатных систем с ограниченным набором компонентов. Интерпретация равновесий с участием природных расплавов проводилась главным образом посредством проекций составов магм на диаграммы состояния упрощенных систем. Усовершенствованная в последние годы лабораторно-экспериментальная и аналитическая база позволила существенно изменить эти взгляды, что выра-

зилось в “лавинообразном” количестве публикаций, посвященных экспериментам по плавлению и кристаллизации горных пород при различных *P-T* условиях и с различным количеством компонентов. Вместе с тем, неоднозначность полученных результатов по содержаниям летучих в процессе магмообразования, а также большой разброс оценок по экспериментально полученным температурам и давлениям, позволяет по-прежнему использовать методы теоретических расчетов на основе эмпирических закономерностей, естественно, сравнивая полученные результаты как с экспериментальными данными, так и с реальным геологическим материалом. Исходя из этого, нами на основе алгоритма Х.Д. Натана и К.К. Ванкирка [26] были произведены расчеты по кристаллизации расплавов, сформировавших диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. После статистической обработки большого числа экспериментальных данных и теоретических исследований по плавлению и кристаллизации силикатных систем данные авторы вывели уравнение регрессии для определения температур кристаллизации девяти основных породообразующих минералов: оливина, ортопироксена (гиперстена), клинопироксена (с пижонитовым и эгириновым миналами), титаномагнетита, плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, лейцита и нефелина), которое имеет вид:

$$T = a_0 + a_1Al + a_2Ti + a_3Fe^{3+} + a_4Fe^{2+} + a_5Mg + a_6Ca + a_7Na + a_8K + a_9\sqrt{Al(Na + K)} + a_{10} \ln R,$$

где *T* – температура кристаллизации в °С, химические элементы представлены в атомных долях от единицы, *R* – величина взаимодействия катионов. В целом, данная методика расчетов близка к используемым И.Д. Рябчиковым, О.А. Богатиковым [21] и М.Я. Френкелем с соавторами [23]. Для более точной оценки температуры образующихся расплавов, в которых первой ликвидусной фазой является оливин, ее значение контролировалось двумя независимыми методами: 1) по диаграмме Роддика и Комптона [27]; 2) по расчетным данным [26]. Полученные результаты сведены в табл. 2, из которой видно, что различные методы вычисления температур расплавов, сформировавших дифференцированные комплексы западного склона Южного Урала, и составов равновесных с ними оливинов оказываются очень близкими, что в свою очередь предполагает их соответствие реальным параметрам.

После получения результатов моделирования и построения диаграмм кристаллизации анализировались два возможных механизма внутрикамерной дифференциации: направленная кристаллизация и гравитационное фракционирование. Корректность модели определялась степенью ее соответствия реальным разрезам диабаз-пикритовых комплексов западного склона Южного Урала. В работе приводится описание и анализ модели для шуйдинского

Таблица 2. Составы оливинов и температуры сосуществующих с ними расплавов

| Комплекс | по [27] | по [26] |
|---------------------------------|-----------------------------|--------------------------|
| Шуйдинский (R ₁) | Fo ₉₁ , 1350° | Fo ₉₂ , 1321° |
| Лапыштинский (R ₂) | Fo ₈₈ , 1355° | Fo ₉₃ , 1362° |
| Мисаелгинский (R ₃) | Fo ₈₆₋₈₈ , 1350° | Fo ₉₀ , 1334° |
| Лысогорский (V) | Fo ₉₀ , 1360° | Fo ₉₁ , 1334° |

комплекса, так как, на наш взгляд, динамика становления дифференцированных тел лапыштинского комплекса не будет иметь принципиальных отличий. Становление интрузивных массивов лысогорского комплекса, исходя из материалов петрографо-геохимического изучения, характеризуется относительно быстрой объемной раскристаллизацией и слабо проявленным разделением вещества в процессе становления, то есть дифференциация в телах этого комплекса выражена слабо, на основании чего можно говорить о том, что, ввиду специфики условий становления, она заключается в частичном гравитационном осаждении минералов первой генерации и миграции лейкократового материала в верхние горизонты магматических камер при относительно быстром охлаждении расплава.

Результат моделирования средневзвешенного состава шуйдинского комплекса изображен на рис. 6. Кристаллизация расплава начинается при температуре 1321°. Первой выделяющейся фазой является оливин состава 92% Fo. При снижении температуры до 1191°, 23% расплава переходит в оливин, далее на ликвидусе появляется клинопироксен, который сначала кристаллизуется один, а затем совместно с оливином. В результате этого 30% от объема расплава раскристаллизовывается в оливин и клинопироксен, в процентных отношениях, изображенных на диаграмме (рис. 6). При дальнейшем охлаждении расплава на 25–30° начинает выделяться ортопироксен-плагиоклаз-клинопироксен-магнетитовая ассоциация. При раскристаллизации 50% объема расплава происходит смена выделяющейся минеральной ассоциации, исчезает клинопироксен, появляется оливин, ортоклаз, а кристаллизация ортопироксена имеет “колеблющийся” характер. Далее при снижении температуры исчезает оливин (при кристаллизации 65% от объема расплава) и кристаллизуется плагиоклаз-ортоклаз-магнетитовая ассоциация с появлением небольшого количества ортопироксена при 25–32% расплава и температуре 1123°. Заключительные порции остаточного расплава раскристаллизовываются в плагиоклаз-кварц-ортоклазовую ассоциацию.

При анализе полученного результата, исходя из механизма направленной кристаллизации, следует отметить, что построенная диаграмма по сути является графическим отображением процесса продвижения фронта кристаллизации с выделяющимися минералами ликвидуса по мере снижения температуры. Механизм направленной кристалли-

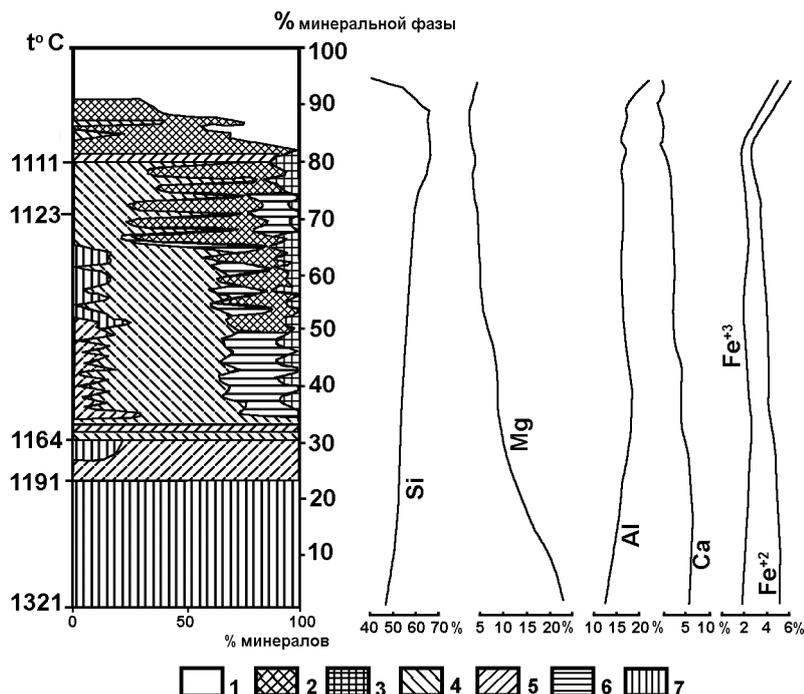


Рис. 6. Диаграмма кристаллизации средневзвешенного состава шуйдинского комплекса. 1 – кварц, 2 – ортоклаз, 3 – магнетит, 4 – плагиоклаз, 5 – клинопироксен, 6 – ортопироксен, 7 – оливин.

зации детально рассмотрен Е.В. Шарковым [22], сущность его заключается в том, что кристаллизация внутренних частей интрузивного массива происходит путем продвижения снизу вверх фронта затвердевания (зоны кристаллизации), состоящей из кристаллических фаз ликвидуса, а основная масса остаточного расплава отжимается в главный объем, обогащая его низкотемпературными составляющими. Предполагая, что дифференцированные тела шуйдинского комплекса образовались путем реализации механизма направленной кристаллиза-

ции, следует отметить, что при небольшой мощности тел и очень малой теплоотдаче во вмещающие породы (в противном случае произойдет объемная раскристаллизация без какой-либо значительной дифференциации), для реализации этого механизма нужно допустить химическую гетерогенность внедрившегося расплава, так как в противном случае фронт затвердевания будет направлен от непосредственных контактов внутрь массивов и строение тел не будет соответствовать реально наблюдаемому, с четко выраженной асимметрией. Исходя из механизма становления данного массива с позиций гравитационного фракционирования твердой фазы, были рассчитаны изменения плотности и вязкости расплава в процессе эволюции (рис. 7) и скорости осаждения минералов для отдельных этапов становления. Расчет плотности производился по аддитивной схеме [3]:

$$100/d = V_i/d_i,$$

где V_i – весовые проценты компонентов расплава, d_i – коэффициенты, характерные для каждого компонента. Значения вязкости базальтового расплава в зависимости от температуры определялись по данным М.П. Воларовича, опубликованным в работе Р. Мюллера и С. Саксена [16]. Скорость осаждения минералов рассчитывалась по формуле Стокса:

$$V = 2g^2(\Delta\rho)/9\eta,$$

в которой учитывалось изменение плотности расплава и минералов, вязкости, в зависимости от изменения температуры в процессе эволюции. Анализируя динамику становления дифференцирован-

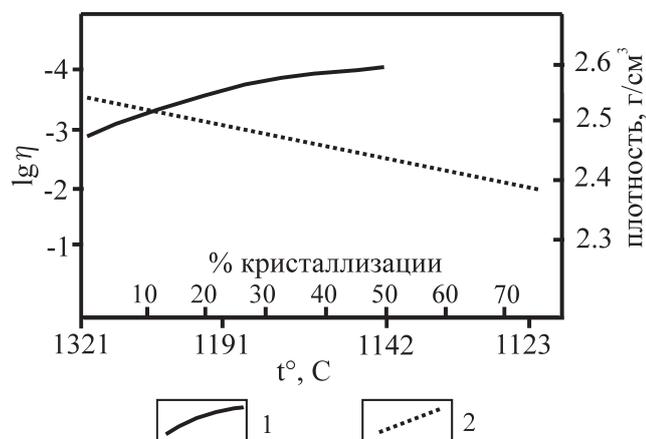


Рис. 7. Изменение плотности и вязкости расплава средневзвешенного состава шуйдинского комплекса в процессе кристаллизации.

1 – $\lg \eta$, 2 – плотность.

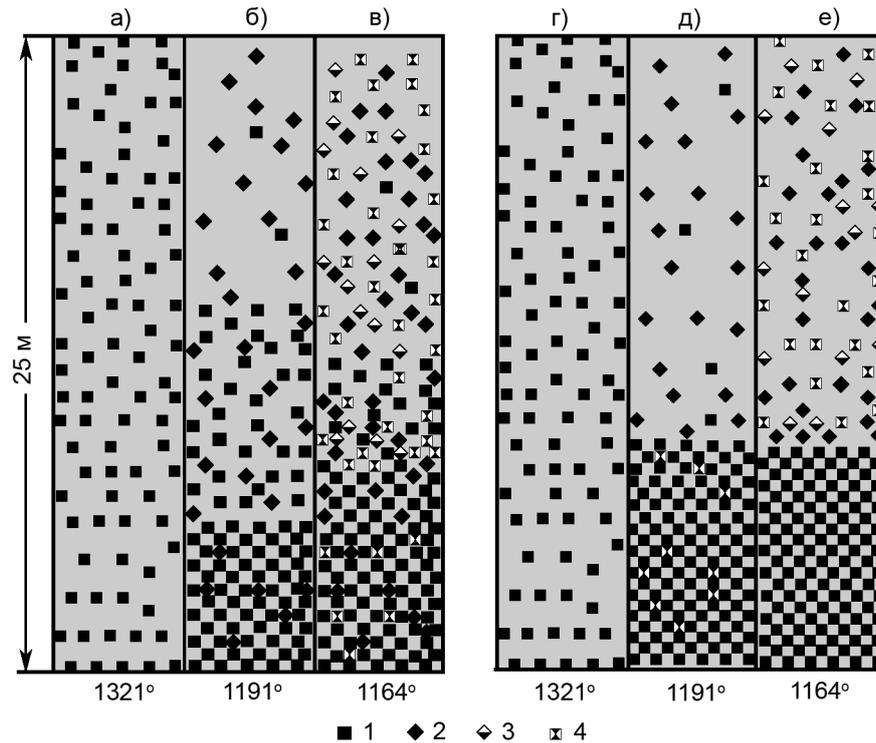


Рис. 8. Модели гравитационного осаждения кристаллов при формировании диабаз-пикритовых тел шуйдинского комплекса.

1 – оливин, 2 – ортопироксен, 3 – клинопироксен, 4 – плагиоклаз. Площадь колонки соответствует 100% объема расплава, 1 условный знак соответствует 1% кристаллической фазы. Остальные пояснения в тексте.

ных тел шуйдинского комплекса с позиции гравитационного фракционирования, на основании полученных результатов моделирования кристаллизации и рассчитанных скоростей осаждения минералов в процессе становления были построены диаграммы, на которых изображено фракционирование твердой фазы в различные интервалы времени (рис. 8). При размерах кристаллов оливина 0.5 мм, соответствующих реальным, скорости осаждения 1.7 м/год и теплоотдаче 20 град/год, в процессе гравитационного осаждения, внутреннее строение тела будет характеризоваться ранней кристаллизацией оливина (рис. 8а, б), его осаждением с формированием в нижних частях магматической камеры кумулятивного горизонта, далее присоединением к оливину сначала клинопироксена, а затем ортопироксена и плагиоклаза, которые также испытывают гравитационное перераспределение (рис. 8в). В результате этого, около 50% объема магматической камеры оказывается сложенной полураскристаллизованным агрегатом, представленным каркасом из кристаллов кумулятивных минералов, где возможна лишь кристаллизация интерстициального расплава либо уплотнение кумулятивного горизонта с удалением интерстициального расплава в объем с остаточным расплавом. При сравнении полученного разреза с реальным видно, что в первом случае нижний горизонт оливиновых кумулятов имеет “размытую” границу,

характеризующуюся постепенным уменьшением количества кристаллов оливина снизу вверх, дальнейшей эффективной садке которых препятствует наличие значительного количества кристаллической фазы в объеме расплава (рис. 8в), тогда как в реальном разрезе тела в верхнем горизонте отсутствуют кристаллы оливина, а граница между горизонтами четкая. Скорость охлаждения магматического расплава (20 град/год), используемая нами при характеристике динамики становления интрузива с позиций гравитационного фракционирования, в некоторой степени условна. Для того, чтобы оценить степень влияния различных параметров на процесс становления, было проведено моделирование при размере кристаллов оливина 1 мм, что равносильно уменьшению скорости охлаждения в 2 раза. Результаты представлены на рис. 8 (г–е), из которых видно, что в этом случае образуется горизонт оливиновых кумулятов с четкой верхней границей и некоторым обогащением нижних горизонтов верхнего ритма ортопироксеном, что близко к реальному строению тела. Таким образом, можно констатировать, что ведущим механизмом образования асимметрично дифференцированных тел диабаз-пикритового состава является гравитационное фракционирование твердой фазы, а порядок выделения минералов и их поведение в процессе становления адекватно описывается рассмотренной моделью.

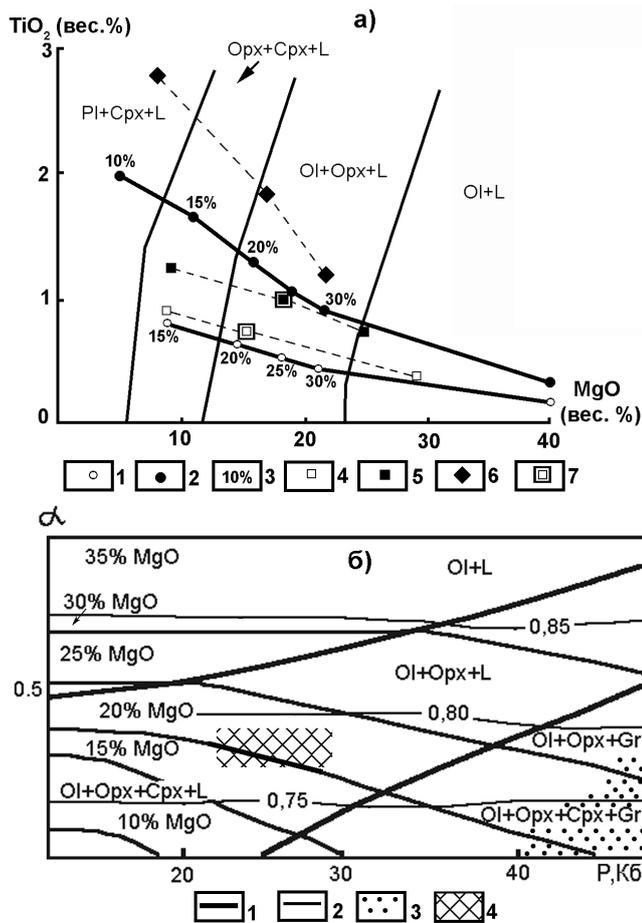


Рис. 9. Диаграмма $\text{TiO}_2\text{-MgO}$ для дифференцированных комплексов западного склона Южного Урала (а) и поля устойчивости различных фазовых ассоциаций в интервале плавления примитивного мантийного лерцолита (б) в координатах степень плавления (α)–давление (P) по [15].

а: 1 – тренд плавления гранатового перидотита; 2 – тренд плавления шпинелевого перидотита; 3 – степень плавления; 4–6 – тренды эволюции расплавов, сформировавших дифференцированные комплексы в процессе внутрикамерной дифференциации: 4 – R_1 , 5 – R_2 , 6 – R_3 ; 7 – средневзвешенные составы диабаз-пикритовых комплексов.

б: 1 – линии равных значений атомных отношений $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$; 2 – **изоплеты MgO в расплавах**; 3 – область, отвечающая расплавам с $\text{CaO} > \text{Al}_2\text{O}_3$; 4 – область генерации расплавов, сформировавших дифференцированные комплексы западного склона Южного Урала.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ДИАБАЗ-ПИКРИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Для оценки P - T условий формирования пород и воссоздания геодинамических обстановок их реализации были проведены расчеты по плавлению мантийных субстратов различного состава и фациальной принадлежности (гранатовый и шпинелевый перидотиты, эклогит). Сравнительный ана-

лиз полученных результатов показывает, что состав расплава, сформировавшего раннерифейские комплексы, близок к тренду плавления гранатового перидотита (рис. 9а), соответствуя 20–22%-ной выплавке из него. В то же время, из диаграммы степень плавления – давление (α - P , рис. 9б) видно, что поле генерации расплавов, сформировавших эти комплексы, попадает в область устойчивости оливин + ортопироксеновой ассоциации на границе с оливин + ортопироксен + клинопироксеновой, не достигая значений давления, характерных для ассоциации с гранатом. Отсюда следует, что расплавы, сформировавшие раннерифейские дифференцированные комплексы образовались при 20–22%-м плавлении мантийного субстрата при давлении в очаге магмогенерации около 25 кбар, причем субстрат по химическому составу был близок к гранатовому перидотиту, но область магмогенерации располагалась выше стабильного состояния граната, о чем свидетельствуют и данные по геохимии, приведенные выше. Аналогичный анализ, проведенный в отношении генезиса расплавов, сформировавших средне- и позднерифейские комплексы, позволяет говорить о том, что их образование обусловлено частичным (20–25%) плавлением шпинелевого перидотита при давлении 25–28 кбар.

Некоторое повышение титанистости пород в процессе эволюции рифейского магматизма, вероятнее всего, обусловлено подвижностью титана в процессах “мантийного метасоматоза” (в понимании Б.Г. Лутца) во флюидных фазах устойчиво-равновесных с мантийными минералами при высоких давлениях и инертным поведением титана при коровых гидротермальных процессах [13]. По мнению И.Д. Макгрегора, который исследовал тройную систему $\text{MgO-SiO}_2\text{-TiO}_2$ в качестве экспериментальной модели выплавления базальтов из перидотитов, легкоплавкая смесь обогащается титаном в тем большей степени, чем большим оказывается давление [15]. То есть, в нашем случае, можно сделать заключение о том, что в процессе эволюции рифейского мафит-ультрамафитового магматизма происходит увеличение глубины очагов магмогенерации (как функции давления) и роли “мантийного метасоматоза” в направлении от раннего рифея к позднему. Вероятнее всего, эти процессы являются индикаторами унаследованности эволюции магматизма и показателями того, что процесс рифейского глубинного петрогенезиса “предвосхищает” вендский магматизм, имеющий четко проявленный щелочной характер в пределах западного склона Южного Урала.

Суммируя приведенные выше материалы, можно воссоздать геодинамические обстановки, в которых сформировались диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. Как видно из идеализированных схем, изображенных на рис. 10, условия их образования могут различаться, в зави-

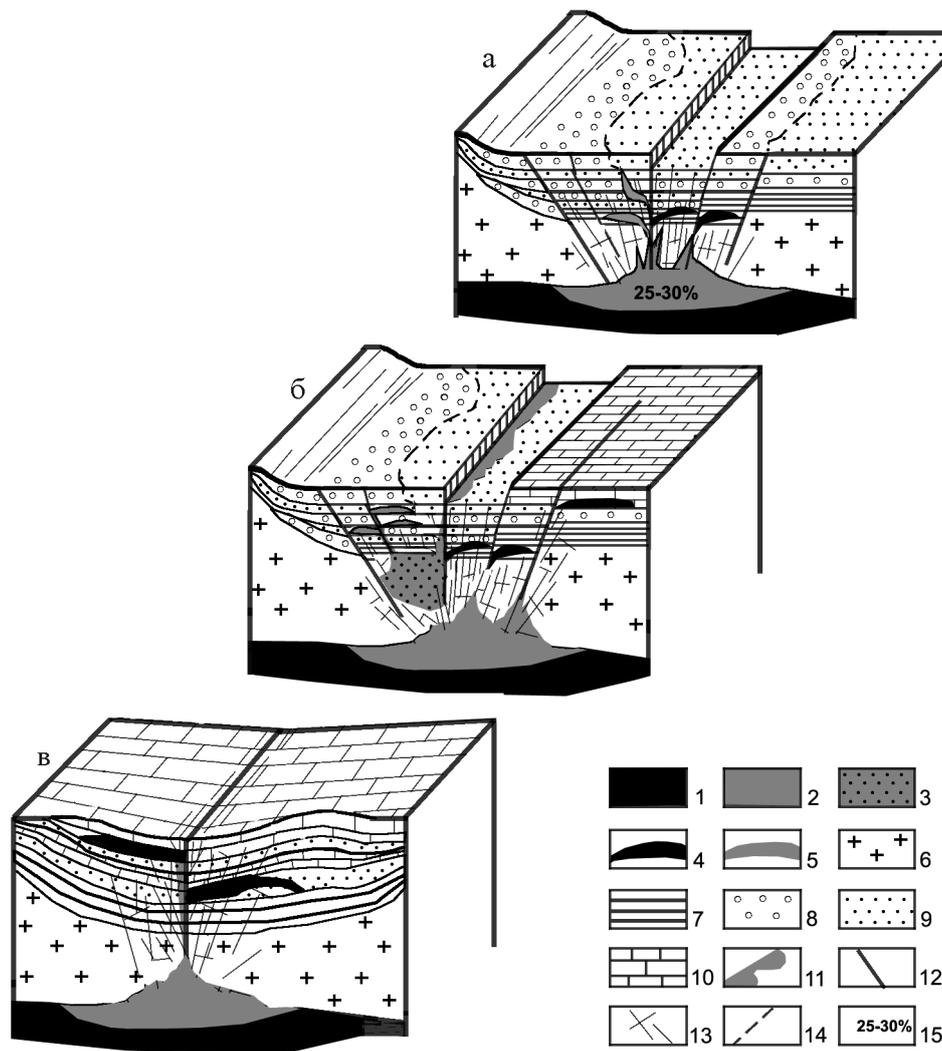


Рис. 10. Геодинамические реконструкции проявления диабаз-пикритового магматизма.

1 – неистощенный мантийный субстрат, 2 – область частичного плавления мантийного субстрата, 3 – промежуточный магматический очаг, 4 – диабаз-пикритовые тела, 5 – тела габбро-диабазов, 6 – кора, 7 – породы фундамента, 8 – конгломераты, 9 – песчаники, 10 – карбонатные породы, 11 – эффузивные породы, 12 – глубинные разломы, 13 – коровые разломы, 14 – геологические границы, 15 – проценты плавления мантийного субстрата.

симости от динамики развития процессов рифтогенеза. В момент заложения глубинных разломов, на ранних стадиях рифтогенеза, создаются благоприятные условия для внедрения в верхние горизонты коры недифференцированных мантийных расплавов, которые уже в коровых условиях формируют дифференцированные тела (рис. 10а).

На рис. 10б изображена стадия, соответствующая условиям формирования интрузивной серии машакской свиты (R_2), которая характеризуется наличием промежуточного очага, являющегося источником большей части машакских базальтов. Принципиальным следует считать то, что процесс формирования диабаз-пикритовых комплексов реализуется в зонах разломов, “опережающих” главную рифтогенную структуру, так как в осевой зоне наличие промежуточного очага “перекрывает”

пути поступления недифференцированного мантийного расплава, вернее, он поступает в промежуточную камеру, где смешивается с продуктами дифференциации и оказывает влияние на геохимические характеристики формирующихся пород. И, наконец, третий вариант, реализующийся на “выклинивании” рифтовой системы, где она превращается в серию тектонических нарушений без образования грабеновых структур (рис. 10в). Характерной особенностью этой обстановки является возможность присутствия диабаз-пикритовых комплексов в отложениях, перекрывающих рифтогенные терригенные породы, так как общая динамика развития системы подразумевает некоторое “запаздывание” процессов магмообразования и, как следствие этого, становится возможным появление базит-гипербазитовых комплексов в бо-

лее поздних по времени образования осадочных отложений.

ВЫВОДЫ

1. Геолого-геохимическая характеристика диабаз-пикритового магматизма, распространенного в пределах западного склона Южного Урала, позволяет с достаточной степенью надежности говорить о том, что магмы, сформировавшие эти тела, являются продуктами кристаллизации недифференцированного мантийного расплава, внедрившегося в верхние горизонты коры на ранних стадиях рифтогенеза.

2. Процессы дифференциации, протекавшие в коровых условиях в различных структурно-формационных зонах, обусловили разнообразие внутреннего строения отдельных интрузивных тел и геохимических характеристик, слагающих их пород. Ведущим механизмом формирования дифференцированных тел является гравитационное фракционирование твердой фазы.

3. Временная эволюция диабаз-пикритового магматизма в пределах региона характеризует процесс стабилизации геодинамического режима и наращивания континентальной коры в рифейское время.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (контракт № 14.740.11.0189).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.А. Разновозрастные пикритовые комплексы западного склона Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) // Докл. АН СССР. Т. 248, № 4. 1979. С. 935–940.
2. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 137 с.
3. Аппен А.А. Химия стекла. Л.: Химия, 1974. 125 с.
4. Балашиов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
5. Ковалев С.Г. Особенности поведения элементов-примесей в диабаз-пикритовых интрузиях западного склона Южного Урала // Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 112–117.
6. Ковалев С.Г. Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1996. 99 с.
7. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новые данные по геологии Шатакского комплекса (западный склон Южного Урала) // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 3. С. 280–289.
8. Ковалев С.Г., Салихов Д.Н. Новые данные по геохимии щелочных пород Алатауского антиклинория // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: мат-лы V Респуб. геол. конф. Т. 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 42–45.
9. Козарко Л.Н. Отношение Ni/Co – индикатор мантийного происхождения магмы // Геохимия. 1973. № 10. С. 1441–1446.
10. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Машакский вулканизм: ситуация 2008 // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: мат-лы Междунар. конф. III Чтения памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2008. С. 61–63.
11. Ланда Э.А., Марковский Б.А. Особенности ультраосновного вулканизма в разных геодинамических обстановках // Вулканизм и геодинамика: мат-лы IV Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 79–81.
12. Ленных В.И., Петров В.И. Пикриты тараташского комплекса // Тр. Ильмен. гос. заповед. Вып. 17. 1978. С. 45–52.
13. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
14. Магматические горные породы. Т. 6. / О.А. Богатилов, С.В. Богданова, А.М. Борсук и др. М.: Наука, 1987. 439 с.
15. Магматические горные породы Т. 5. / О.А. Богатилов, Ю.Р. Васильев, Ю.И. Дмитриев и др. М.: Наука, 1988. 508 с.
16. Мюллер Р., Саксена С. Химическая петрология. М.: Мир, 1980. 516 с.
17. Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И. Геохимия дифференцированных траппов. М.: Наука, 1973. 198 с.
18. Носова А.А. Петрология позднедокембрийского и палеозойского внутриплитного базитового вулканизма Восточно-Европейской платформы. Автореф. дисс. ... д. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2007. 58 с.
19. Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногогорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера. 2005. № 4. С. 42–69.
20. Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Новые U-Pb SHRIMP II данные о возрасте вулканитов айской свиты бурзянской серии Башкирского мегантиклинория и проблема возраста нижней границы рифея // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: мат-лы V Всерос. литолог. совещ. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2008. С. 203–207.
21. Рябчиков И.Д., Богатилов О.А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматиитов // Геохимия. 1984. № 5. С. 625–638.
22. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 120 с.
23. Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 216 с.
24. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.
25. Barberi F., Ferrara G., Santacroce R. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // J. Petrol. 1975. № 1. P. 65–78.
26. Nathan H.D., Van Kirk C.K. A model of magmatic crystallization // Petrology. 1978. V. 19, Pt. 1. P. 66–94.
27. Roddick J., Compston W. Strontium isotope equilibration:

- a solution to a paradox // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1977. V. 34. P. 238–246.
28. *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins*. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. P. 313–345.
29. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust; its composition and evolution. Cambridge: Blackwell, 1985. 312 p.

Рецензент И.В. Семенов

New geochemical data and conditions of formation of diabase-picritic magmatism in the Southern Urals western slope

S. G. Kovalev

Institute of Geology, Ufimian scientific centre of RAS

The geological and geochemical characteristics of diabase-picritic magmatism, widespread in the western slope of the South Urals, is given in the article. We show that the magma, which have formed the differentiated bodies, intruded the upper layers of crust in the early stages riftogenesis were produced by crystallization of undifferentiated mantle melt. It was found that the differentiation processes occurring in crustal conditions in different structural-formation zones of paleorifts led to the diversity of the internal structure and geochemical characteristics of individual intrusive bodies. The main mechanism for the formation of differentiated bodies is gravitational fractionation of solid phase. It is concluded that the temporal evolution of diabase-picritic magmatism in some region characterizes the process of geodynamic regime stabilization and formation of Riphean continental crust.

Key words: Riphean time, diabase-picritic magmatism, geochemical characteristics, early stages riftogenesis, differentiated bodies, mantle melt, gravitational fractionation.