

ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДИАБАЗ-ПИКРИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

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 фаціальное разнообразие и специфика состава этих пород в значительной степени определяются тектоно-магматическими режимами их формирования. Проявление пикритового магматизма в виде интрузивных и субвулканических тел связано, главным образом, с увеличением «жесткости» литосферы и заложением глубинных разломов в пределах активизированных областей, то есть, по существу, эти комплексы могут рассматриваться в качестве индикаторных для ранних стадий рифтогенеза или тектоно-магматической активизации отдельных регионов.

Диабаз-пикритовые комплексы, развитые в пределах западного склона Южного Урала, являются южным продолжением зоны распространения пикритовой ассоциации Урала, приуроченной к Западно-Уральскому поднятию [Старков, 1969; Голдин и др., 1973]. А.А. Алексеевым [1984] эти образования были объединены в четыре разновозрастные ассоциации (комплекса): шуйдинская (R_1), лапыштинская (R_2), мисаелгинская (R_3) и лысогогорская (V).

Шуйдинский комплекс включает в себя дифференцированные тела, распространенные среди отложений бурзянской серии (R_1) в районе Бакальского рудного поля, где описаны его наиболее типичные представители [Алексеев, 1979; Ковалев, 1996]. Отдельные массивы установлены в отложениях айской свиты (R_1) в юго-восточном обрамлении Тараташского комплекса. По степени дифференцированности среди них выделяются маломощные недифференцированные силлы пикритов, пикродиабазов и оливиновых диабазов, а также 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. Здесь же следует отметить, что в основании вулканогенно-осадочного разреза машакского комплекса (R_2) нами было описано дифференцированное диабаз-пикритовое тело [Ковалев, Высоцкий, 2003], которое в данной работе рассматривается в составе Лапыштинского комплекса.

Мисаелгинский комплекс представлен двумя дифференцированными феррогаббродиабаз-пикритовыми телами, расположенными в западной части Тараташского комплекса [Ленных, Петров, 1978; Алексеев, 1979]. Массивы образуют полого падающие на запад интрузивные залежи мощностью 45 м и 216 м. Определения возраста диабаза из этих тел К—Аг методом — 780 млн. лет [Ленных, Петров, 1978] и Rb—Sr — 726 ± 13 млн. лет, при соотношениях изотопов стронция, равных 0,70664 (определение М.В. Горожанина по нашему материалу), позволяют с достаточной степенью надежности говорить о позднерифейском времени формирования пород.

Интрузивные тела *Лысогогорского* комплекса были выявлены при геолого-съёмочных работах среди кристаллических сланцев Тараташского комплекса [Ленных, Петров, 1978]. Массивы представлены пологопадающими (под углами $20\text{--}30^\circ$) на запад либо восток дайкоподобными телами переменной мощности (от 10 до 65 м). По падению они прослеживаются на расстояние до 1 км и более, а по простиранию — до 2 км. Время их формирования принимается нами за вендское, основываясь на опубликованных А.А. Алексеевым определениях К—Аг методом возраста пикрита 628 ± 50 млн. лет (повторное определение по этой же пробе 674 ± 9 млн. лет, А.А. Алексеев [1984]).

Геохимические характеристики диабаз-пикритовых комплексов подчеркивают их принадлежность к породам базит-гипербазитового состава со специфичными особенностями, присущими этому типу магматизма.

Анализ содержаний Cr и Ni в диабаз-пикритовых комплексах и сравнение их с количествами в основных и ультраосновных породах из различных регионов мира (рис. 1 а) 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. Исходя из положения о том, что хром и никель являются тугоплавкими элементами, можно говорить, что генезис расплавов, сформировавших тела диабаз-пикритовых комплексов западного склона Южного Урала, обусловлен значительным (до 30%) плавлением мантийного субстрата. На данную специфику указывает и относительно высокое Ni/Co отношение, которое, по мнению Л.Н. Когарко [1973],

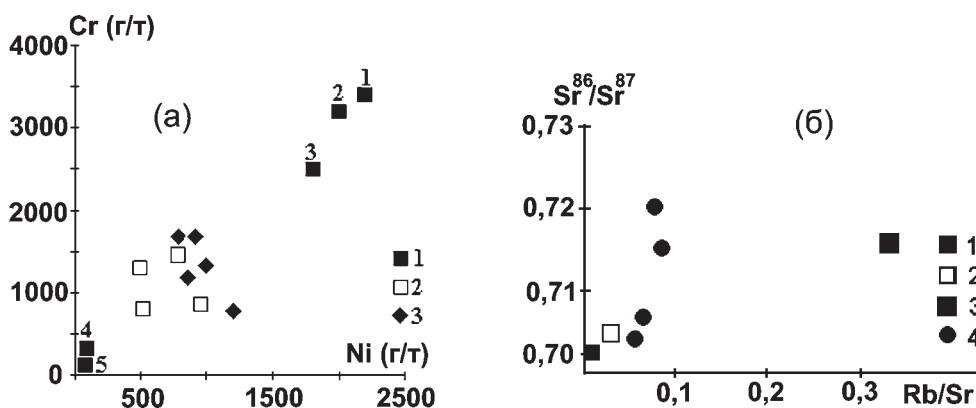


Рис. 1. Диаграммы средних содержаний хрома и никеля (а), соотношения изотопов Sr и Rb/Sr отношения (б) в диабаз-пикритовых комплексах западного склона Южного Урала, мантии, магматических породах и земной коре

Условные обозначения для диаграммы «а»: 1 — основные и ультраосновные породы (цифры на диаграмме: 1 — океанические гипербазиты, 2 — шпинелевые лерцолиты, 3 — альпинотипные гипербазиты, 4 — океанические толеиты, 5 — континентальные толеиты, по Б.Г. Лутцу [1975]); 2 — диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала; 3 — пикриты Приполярного, Северного и Среднего Урала, по [Магматические..., 1988].

Условные обозначения для диаграммы «б»: 1 — необедненная мантия; 2 — обедненная мантия; 3 — земная кора; 4 — диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала (2–4 — по [Магматические..., 1987])

характеризует особенности происхождения и формирования различных магм.

Проведенное сопоставление средних содержаний некогерентных элементов (табл.) с аналогичными данными для различных магматических пород показывает, что по содержанию Rb диабаз-пикритовые комплексы близки к средним составам щелочных оливиновых базальтов и континентальным толеитам (за исключением шуйдинского комплекса, в котором аномальные содержания этого элемента, вероятнее всего, обусловлены его привнесом 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 Урала, 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. 1 б) породы диабаз-пикритовых комплексов западного склона Южного Урала оказываются близкими к неистощенному мантийному субстрату, вернее, непосредственным выплавкам из него. Причем в процессе выплавки происходит некоторое обогащение жидких фракций рубидием, что хорошо видно на диаграмме для неизмененных пород мисаелгинского и лысогорского комплексов.

Анализ распределения редкоземельных элементов в разновозрастных комплексах (рис. 2) показывает, что все они характеризуются повышенными содержаниями лантана и группы тяжелых РЗЭ. Для раннерифейских и вендских комплексов характерен четко выраженный европиевый максимум (нормализованные отношения Sm/Eu составляют

0,66 и 1,01, а Gd/Eu — 0,95 и 0,52 соответственно), что подразумевает отсутствие сколько-нибудь заметного фракционирования плагиоклаза и/или клинопироксена в промежуточных очагах.

Временная эволюция диабаз-пикритового магматизма в пределах региона характеризуется четко проявленным увеличением количества легких лантаноидов в направлении от R₁ к V (рис. 3), с отклонением от этого тренда среднерифейских комплексов, которые близки к океаническим толеитам. В целом общая направленность эволюции близка к последовательности океанический толеит — континентальный базальт — пикрит — кимберлит, что может служить косвенным признаком стабилизации геодинамического режима и наращивания континентальной коры либо неоднородного строения мантийного субстрата в пределах региона.

Для оценки P–T условий формирования этих пород и воссоздания геодинамических обстановок их реализации были проведены расчеты и моделирование кристаллизации расплавов на основании

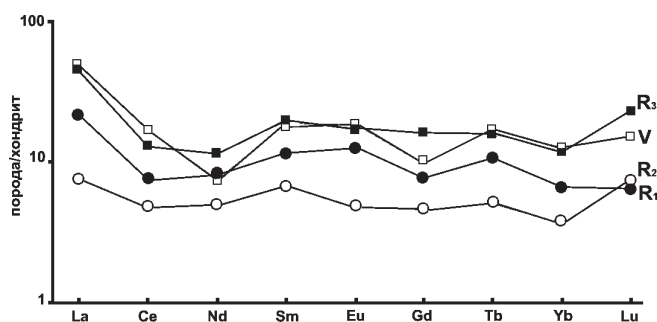


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в диабаз-пикритовых комплексах западного склона Южного Урала

Таблица

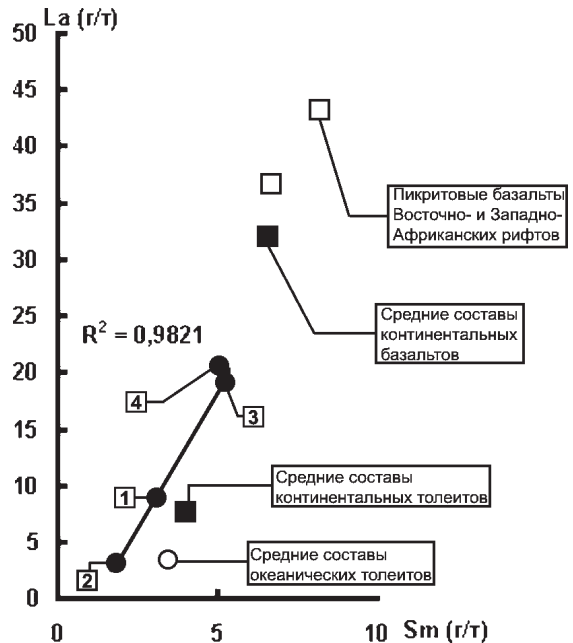
Содержания Sr, Rb и Zr в породах диабаз-пикритовых комплексов (в г/т)

№ п/п	Sr	Rb	Zr	Название породы
Шуйдинский комплекс				
1	21	–	50	пикрит
2	186	70	100	пикродиабаз
3	251	46	114	лейкократовое обособление
4	235	62	134	диабаз
Лапыштинский комплекс				
5	<10	–	78	пикрит
6	24	–	61	пикрит
7	<10	–	67	пикрит
8	16	–	51	пикрит
9	146	<10	85	габбродиабаз
10	186	<10	91	габбродиабаз
11	251	27	78	габбродиабаз
Мисаелгинский комплекс				
12	81	<10	66	пикродиабаз
13	470	66	131	габбро
14	332	24	93	габбро
15	413	13	82	габбро
16	834	18	142	габбро
17	227	<10	85	пикрит
18	680	<10	141	габбро
19	40	–	61	пикрит
20	138	–	69	пикрит
21	210	<10	94	пикродиабаз
22	210	36	110	пикродиабаз
Лысогорский комплекс				
23	324	26	114	пикродиабаз
24	267	20	110	пикрит
25	308	11	118	пикрит

Примечание: Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в ИГ УНЦ РАН (аналитик Н.Г. Христофорова).

Рис. 3. Диаграмма La–Sm для различных типов магматических пород

Условные обозначения: Цифры на диаграмме: 1 – раннерифейские диабаз-пикритовые комплексы; 2 – среднерифейские диабаз-пикритовые комплексы; 3 – верхнерифейские диабаз-пикритовые комплексы; 4 – вендские пикродолеритовые комплексы. Средние составы магматических пород по Ю.А. Балашову [1976]



алгоритма, предложенного Х.Д. Натаном и К.К. Ван-Кирком [Nathan, Vankirk, 1978]. Сравнительный анализ полученных результатов показывает, что состав расплава, сформировавшего раннерифейские комплексы, близок к тренду плавления гранатового перидотита (рис. 4), соответствуя 20–22% выплавке из него. В то же время из диаграммы α -P (рис. 5) 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,

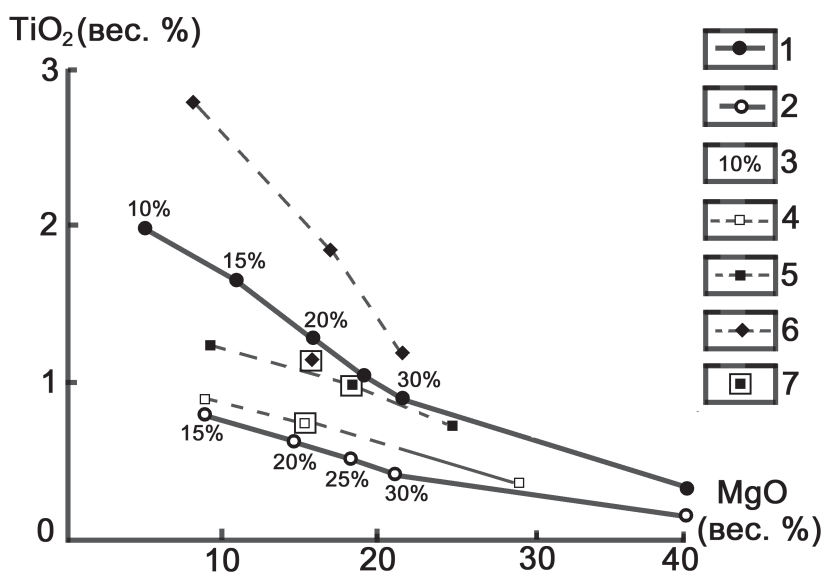


Рис. 4. Диаграмма TiO_2-MgO для дифференцированных комплексов западного склона Южного Урала

Условные обозначения: 1 — тренд плавления шпинелевого перидотита; 2 — тренд плавления гранатового 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

(20–25%) плавлением шпинелевого перидотита при давлении 25–28 Кбар.

Четко проявленное повышение титанистости пород (рис. 4) в процессе эволюции рифейского магматизма, вероятнее всего, обусловлено подвижностью титана в процессах

«мантийного метасоматоза» во флюидных фазах устойчиво-равновесных с мантийными минералами при высоких давлениях и инертным его поведением при коровых гидротермальных процессах [Магматические..., 1987]. По мнению И.Д. Макгрегора, который исследовал тройную систему $MgO-SiO_2-TiO_2$ в качестве экспериментальной модели выплавления базальтов из перидотитов, легкоплавкая смесь обогащается титаном в тем большей степени, чем большим оказывается давление. То есть в нашем случае можно сделать заключение о том, что в процессе эволюции рифейского мафит-ультрамафитового магматизма происходит увеличение глубины очагов

характерных для ассоциации с гранатом. Отсюда следует, что расплавы, сформировавшие дифференцированные комплексы раннерифейского времени, образовались при 20–22% 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.

Аналогичный анализ, проведенный в отношении генезиса расплавов, сформировавших средне- и позднерифейские комплексы, позволяет говорить о том, что их образование обусловлено частичным

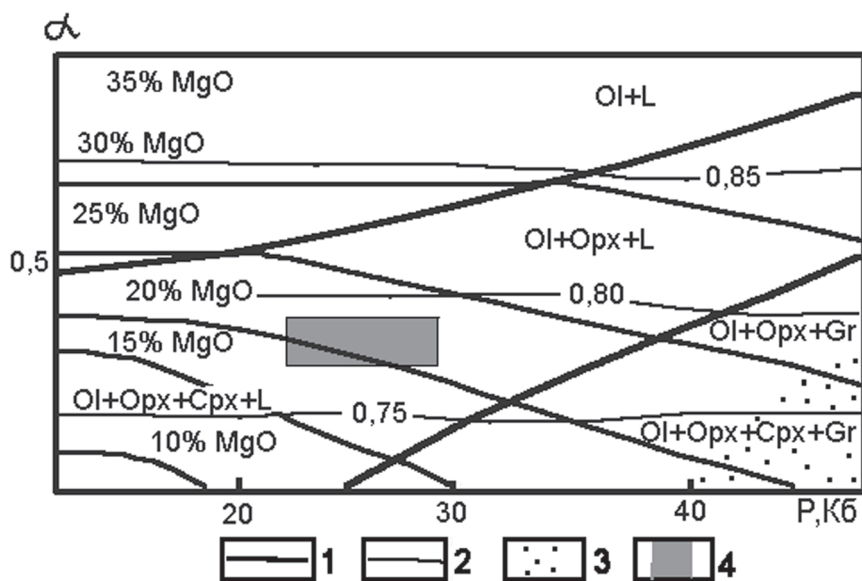


Рис. 5. Поля устойчивости различных фазовых ассоциаций в интервале плавления примитивного мантийного лерцолита в координатах «степень плавления (α) — давление (P)», по [Магматические..., 1987]

Условные обозначения: 1 — линии равных значений атомных отношений $Mg/(Mg+Fe)$; 2 — изоплеты MgO в расплавах; 3 — область, отвечающая расплавам с $CaO > Al_2O_3$; 4 — область генерации расплавов, сформировавших дифференцированные комплексы западного склона Южного Урала

магмогенерации 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 формируются эти породы. Как видно из идеализированных схем, изображенных на рис. 6, условия их образования могут различаться в зависимости от динамики развития рифтовой системы в целом.

В момент заложения глубинных разломов, на ранних стадиях рифтогенеза, создаются благоприятные условия для внедрения в верхние горизон-

ты коры недифференцированных мантийных расплавов, которые уже в коровых условиях формируют дифференцированные тела (рис. 6 А).

На рис. 6 Б изображена стадия, соответствующая условиям формирования интрузивной серии машакской свиты, 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, «оперяющих» 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.

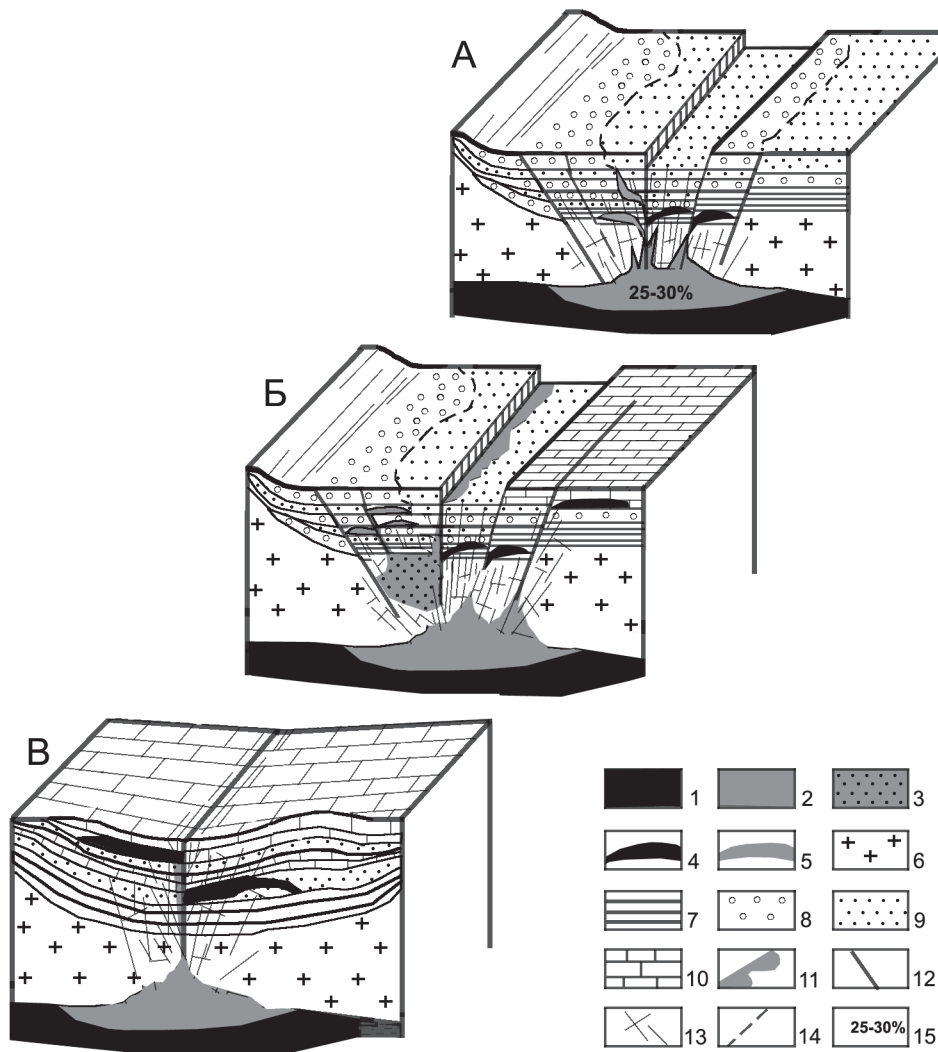


Рис. 6. Геодинамические реконструкции проявления диабаз-пикритового магматизма

Условные обозначения: 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

И, наконец, третий вариант, реализующийся на выклинивании рифтовой системы, где она превращается в серию тектонических нарушений без образования грабеновых структур (рис. 6 В). К характерным особенностям этой обстановки относится 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 более поздних по времени образования осадочных отложениях.

Подводя итог характеристике диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала необходимо отметить, что его присутствие в пределах региона позволяет с большой долей уверенности воссоздавать геодинамические условия развития территории.

Литература:

- Алексеев А.А.** Разновозрастные пикритовые комплексы западного склона Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 4. С. 935–940.
- Алексеев А.А.** Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 137 с.
- Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
- Голдин Б.А., Фишман М.В., Давыдов В.П., Калинин Е.П.** Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Севера Урала. Л.: Наука, 1973. 212 с.
- Ковалев С.Г.** Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала / УНЦ РАН. Уфа, 1996. 99 с.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В.** Новые данные по магматизму шатакского комплекса // Геологический сборник № 3 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2003. С. 117–119.
- Когарко Л.Н.** Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магмы // Геохимия. 1973. № 10. С. 1441–1446.
- Ленных В.И., Петров В.И.** Пикриты тараташского комплекса // Труды / Ильмен. гос. заповед., 1978. Вып. 17. С. 45–52.
- Луцк Б.Г.** Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
- Магматические горные породы / О.А. Богатиков, С.В. Богданова, А.М. Борсук и др.** М.: Наука, 1987. Т. 6. 439 с.
- Магматические горные породы / О.А. Богатиков, Ю.Р. Васильев, Ю.И. Дмитриев и др.** М.: Наука, 1988. Т. 5. 508 с.
- Старков Н.П.** Ультраосновные породы Вишерско-Сарановского пояса // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1969. Т. 2. С. 56–73.
- Nathan H.D., Vankirk C.K.** A model of magmatic crystallization // Petrol. 1978. V. 19. Pt. 1. P. 66–94.