

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Довгопольный В.Н., Григорьев В.В. Фосфатоносность допалеозойских комплексов Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Тез. докл. конф. молодых ученых - Сыктывкар, 1995. - С.21-23.
2. Душин В.А., Григорьев В.В., Серюкова О.П. Геодинамические условия проявления рифейского фосфатонакопления на Полярном Урале // Палеогеодинамические обстановки осадконакопления и литогенез: Тез. докл. Всерос. сов. - Екатеринбург, 1994. - С.60-61.
3. Душин В.А., Григорьев В.В., Серюкова О.П., Панкрашова В.Д. Фосфатоносность палеозойских осадочных формаций палеоконтинентального сектора Севера Урала // Изв. УГТГА. - Вып.5. - Екатеринбург, 1996. - С.76-82.
4. Душин В.А. Магматизм и геодинамика Палеоконтинентального сектора Севера Урала. - М.: Недра, 1997. - 213 с.
5. Лукин А.А., Хоханов В.И., Краснов А.А., Романов В.Л. Геологическое строение и типы фосфатных руд Софроновского месторождения (Полярный Урал) // Фосфориты и фосфогенез: Тез. докл. научн. сов., Москва-Люберцы, август 1992 г. - Черкассы, 1992. - С.44-45.
6. Фосфатоносность и апатитоносность допалеозойских осадочных и магматических формаций Палеоконтинентального сектора Севера Урала / Душин В.А., Григорьев В.В., Сердюкова О.П., Довгопольный В.Н. // Геология и минералогия докембрия Северо-Востока Европейской платформы и Севера Урала: Тез. докл. Всерос. сов. - Сыктывкар, 1996.

УДК 552.33 (470.5)

О.М. Попова

ПЕТРОГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

На территории Полярного Урала заведомо мезозойских магматитов выявлено пока небольшое количество. Среди них кислые щелочные породы (торасовейский и педвиевский комплексы), базальтовый и мусюрский комплексы, а также откартированные Душиным В.А. несколько разновидностей основного состава с различной щелочностью (от субщелочных до щелочных) в Харбейском и Байдарацком блоках.

На Байдарацком участке в правом борту р. Ненза-Яха была задокументирована дайка мощностью 0,4 м лампроитоподобных пород относительно свежего облика, темного серо-зеленого цвета, массивной текстурой, тонкозернистой структурой с мелкими порфирированными включениями светлого зеленого минерала. В результате детального изучения магматиты были отнесены к классу лампроитов [3].

Структура пород пойкило-гипидиаморфнозернистая, обусловленная присутствием в крупных фенокристаллах калиевого полевого шпата включений идиоморфных зерен слюды и клинопироксена. Полевой шпат представлен твердым раствором санидина и альбита. В шлифе прорастающая альбитовая составляющая проявляется в неравномерном "лущистом" погасании зерен санидина. Показатель преломления ниже канадского бальзама, рельеф и шагреневая поверхность не наблюдается, интерференционная окраска серая и белая I порядка. Минерал имеет неправильную

количество включений, представленных как идиоморфными кристаллами слюды, аксессуарных минералов, так и микролитами того же пироксена, а также включением кварцевого стекла. Санидин сильно пелитизирован в результате эпимагматических процессов, вследствие чего приобрел бурю окраску в проходящем свете. Включения в калиевом кварце имеют округлую изометричную форму, с очень низкими цветами интерференции, характерными для девитрифицированного кварцево-калиевого стекла. В искусственном шлихе кварц встречается в виде обломков зерен кремово-розового цвета с обильной вкрапленностью слюды, вследствие чего попадает в магнитную фракцию. Форма зерен ближе к таблитчатой, вытянуты в двух направлениях. Пироксен относится к классу клинопироксенов и представлен диопсидом, по составу соответствующим клинопироксенам из лампроитов (табл.1). Диопсид присутствует в виде двух генераций: одна - идиоморфные призматические и клиновидные кристаллы, вторая - неправильные изометричные очень мелкие (до 0,02 мм) микролиты. В шлихе диопсид встречается две системы трещин спайности, двойникование, интерференционные цвета в проходящем свете минерал бесцветный. В шлихе диопсид слабомагнитный, в шлихе сформированных призматических кристаллов бледно-зеленого и грязно-зеленого цветов, встречаются и прозрачные, со стеклянным блеском. Слюда в описываемых магматитах представлена флогопитом и близка к составу слюд из лампроитов (табл.2). В шлихе флогопит встречается в виде узких удлинённых по спайности листочков. В проходящем свете бурого цвета, с постепенным от почти бесцветного (желтоватого) до грязно-бурого, с яркими цветами интерференции III порядка, с прямым погасанием. Зерна иногда изогнутые. В шлихе флогопит имеет таблитчатую форму, красновато-бурю окраску, стеклянный блеск, в тонких пластинках встречается в прослойке обнаружен кварц гидротермального происхождения, ассоциирующий с другими гидротермальными минералами, как хлорит и кальцит. Его появление обусловлено повышенной температурностью породы, характерной для лампроитов.

Таблица 1

Представительные анализы (в мас. %) клинопироксенов

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	53,99	53,28	54,16	54,07	53,5	54,31	52,34	53,74	52,45	53,79	
TiO ₂	0,2	0,37	0,28	0,92	0,92	0,93	1,2	1,04	0,08	0,9	
Al ₂ O ₃	1,3	1,62	1,8	2,29	3,5	3,52	3,4	0,06	1,12	0,09	
FeO	0,5	0,19	0,44	0,03	0,61	0,61	0,44	0,31	0,93	0,34	
MgO	4,12	4,39	5,21	6,7	6,19	6,1	7,12	2,68	5,19	2,30	
MnO	0,05	0,15	0,15					0,1	0,05	0,07	
CaO	17,28	15,12	17,21	16,38	16,03	15,97	15,23	16,63	17,33	17,44	
Na ₂ O	23,64	22,61	22,96	23,39	23,59	23,14	22,63	24,93	24,10	24,73	
K ₂ O								0,38	0,48	0,36	
Σ	101,3	97,73	22,96	103,7	102,6	104,5	102,2	99,87	99,57	100,0	

Примечание: №1 - общее железо, пересчитанное на FeO. 1-4 - диопсид из обр.98-19/5, р.Ненза-Яха; 5-9 - диопсид из обр.98-31/8, р.Элендейл; 10 - диопсид из флогопит-лейцит-оливиновых лампроитов, Элендейл-16; 11 - из гипабиссальных разностей, Прери-Кампа; 12 - из кварцев Капамба (Африка).

Хромиты, присутствующие в породе, характерны для класса лампроитов. Их состав (табл.3) отвечает магнохромитам из алмазоносных лампроитов, особенность которых является сочетание высокой магнезиальности и наиболее высокой окисленности. В шлихе хромит железо-черного цвета с просвечивающими красным тонкими сколами, со стеклянным блеском. В магматитах присутствует муассанит ярко-голубого, синего цвета, характерный для ультраосновных и щелочных пород, гексагонального политапа, таблитчатого облика, со стеклянным блеском. Апатит наблюдался только в шлифах в виде очень мелких иголок (до 0,01

мм), бесцветных. Кроме вышеперечисленных, отмечаются магнетит, ильменит, розовый альман (ед.з.), золото, сульфиды (сфалерит, пирит, халькопирит). Сульфиды и золото, видимо, связаны гидротермальными эпимагматическими процессами, находки таких минералов были и в кимберлитах и в лампроитах.

Таблица 2

Представительные анализы (в мас. %) слюды

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	36,62	36,66	41,15	41,99	38,19	38,30	39,69
TiO ₂	5,45	5,14	5,55	5,74	8,13	3,92	9,13
Al ₂ O ₃	14,83	14,83	12,96	13,53	12,13	14,60	11,02
Cr ₂ O ₃			0,01	0,09	0,27		0,44
FeO	13,24	16,26	10,03	11,24	8,55	5,04	5,11
MnO			0,08	0,08	0,02	0,02	0,04
MgO	18,47	16,17	18,37	17,87	17,57	22,70	19,82
CaO							0,02
N ₂ O					0,10	0,3	0,20
K ₂ O	10,72	9,5	8,82	10,44	9,14	10,30	9,17
Сумма	99,33	98,56	96,97	100,98	95,10	95,18	96,75

Примечания. FeO - общее железо, пересчитанное на FeO. 1-2 - флогопит из обр.98-19/5, р.Ненза-Яха; 3-4 - флогопит из обр. 31/8, Юнгинская интрузия; 5 - из армаколит-флогопитового лампронта Смоук-Бьют, штат Монтана (США); 6 - из лейцитового лампронта Гренландия; 7 - из лампронта Капамбы (Африка).

Таблица 3

Представительные анализы (в мас. %) хромшпинелидов

Оксиды	1	2	3	4	5
MgO	14,22	12,75	12,00	13,0	14,6
Al ₂ O ₃	10,20	10,34	4,9	2,2	3,0
Ti ₂ O	0,12	0,10	3,1	3,7	3,9
Cr ₂ O ₃	60,67	61,95	57,1	54,5	59,0
MnO	0,21	0,25	0,3	0,9	0,4
FeO	15,06	14,73	15,1	13,0	10,9
Fe ₂ O			7,2	12,0	9,1
Сумма	100,48	100,08	99,7	99,3	99,9

Примечания. FeO (для 1,2 проб) - общее железо, пересчитанное на FeO. 1-2 - хромшпинелиды из обр.98-19/5, р.Ненза-Яха; 3-4 - хромшпинелиды из обр. 31/8, Юнгинская интрузия; 5 - из лавы трубки Эллендейл-11; 5 - из лавы трубки Эллендейл-4.

По содержанию кремнезема породы дайки соответствуют базитам. По классификации диаграмме соотношения SiO₂ и суммы щелочей они принадлежат к умереннощелочным и попадают в поле лампроитов [1]. По соотношению K₂O и SiO₂ магматиты относятся к высококальциевым. Отношение K₂O и Na₂O соответствует лампроитам (1.5). На классификационной диаграмме соотношения SiO₂ и mg фигуративные точки магматитов попадают в поле лампроитов Алда (1.5). Коэффициент агапитности равен 0,5 (близок к классическим лампроитам) [4]. Коэффициент

глиноземности - 0,8, то есть порода умеренноглиноземистая. По соотношениям P_2O_5 и MgO , SiO_2 породы дайки принадлежат к лампроитам.

Петрохимические особенности магматитов типичные для класса лампроитов: резко повышенное содержание Sr, Ba, Cs, кларковое содержание Zr, обедненность Cu, Pb, V, Mn.

Таким образом, в результате петрографического и петрохимического анализов пород Нензаяхинской дайки установлено, что мы имеем дело с диопсид-флогопитовым лампроитом, впервые описанным в Байдарцком блоке и отнесенным к нензаяхинскому лампроитовому комплексу [2].

В пределах Щучьинского блока палеоокеанического сектора Полярного Урала была описана и впоследствии изучена Юнтинская малая интрузия габброидов, отнесенных к Юнтинскому и Кляяхскому комплексу.

Площадь Юнтинской интрузии, наблюдаемая на поверхности, составляет примерно 3,5 км². Интрузивное тело имеет вытянутую форму с простиранием северо-восточного направления. В восточной части отмечается согласное залегание с вмещающими вулканогенно-осадочными породами; в других частях контакты разрушены или задернованы. Судя по результатам магнитной съемки, интрузия является магнитной. В северо-западной экзоконтактной и западной эндоконтактной зоне встречаются габбро-диабазы, к востоку они сменяются более крупнозернистым и меланократовым габбро, а в восточной части представлены лейкократовыми разностями. Магматиты имеют мелкозернистую текстуру, однородную, в меланогаббро и габбро-диабазе и такситовую - в лейкогаббро. Текстура изменяется от тонкозернистой до крупно- и гигантозернистой. Кроме того, она является олифовидной, микродиабазовой, порфирированной (габбро-диабазы) или микрократовой (меланогаббро). Плаггиоклаз соответствует преимущественно андезину (An 35-45%), в олифовидных габбро-диабазе наблюдается лабрадор (An до 65%), в различной степени наблюдается серицитизация, серицитизация). Во многих случаях основной плаггиоклаз замещается анортитом и имеет удлиненно-призматическую форму, часто сдвойникованный. Часто наблюдается зональное изменение плаггиоклаза от краев к центру (нормальная зональность: в краевых частях - анортит, во внутренних границы зон нечеткие, что свидетельствует о возможности деформационной зональности или процессах альбитизации. Пироксен представлен диопсидом (см.табл.1) и анортитом. Наблюдается в шлифах в виде крупных изометричных неправильной формы зерен, иногда даже буроватый, с высоким рельефом и резкой шагреновой поверхностью. Цвета зерен изменяется в зависимости от сечения от желтых, красных I порядка до сине-зеленых II порядка.

Клинопироксен 45-55%, что более характерно для авгита. В шлихе зерна пироксена желто-бурого цвета, изометричные, со стекляннным блеском. Большая часть клинопироксена подвержена окислению. В меланократовых разностях наблюдаются мелкие, неправильной формы зерна и агрегаты оливина. Тальк-карбонатные и серпентиновые агрегаты имеют изометричную форму, что характерно для оливина, тогда как сам оливин не сохранился и, видимо, подвергся полному окислению. Во всех разновидностях присутствует слюда, являющаяся флогопитом (см.табл.2). Ее содержание варьирует в широких пределах: от единичных пластинок (габбро-диабазы) до 10 % в лейкократовых разностях. Слюда красно-бурого цвета, с ярко выраженным плеохроизмом от почти бесцветной до ярко-красно-коричневого. Аксессуары в изучаемых магматитах представлены ильменитом и титано-магнетитом (до 5 %).

В зависимости кремнезема породы Юнтинской интрузии принадлежат к классу основных (SiO_2 52-54%). Коэффициент глиноземности FeO/Fe_2O_3 очень высокое (>5), указывает на глубинное происхождение пород. Коэффициент глиноземности варьирует от 0,73 до 1,4 [4], при этом основными являются лейкократовые разности. На классификационной диаграмме SiO_2 - CaO основные магматиты попадают в поле субщелочных габброидов [4]. Коэффициент щелочности изменяется в пределах 0,29-0,4 [3]. Соотношение Na_2O/K_2O (1,9-3,5) свидетельствует о принадлежности магматитов к K-Na серии. Содержание K_2O повышается соответственно количеству флогопита. Пересчеты по дискриминантным функциям В.А.Кутолина

показали петрохимическую разнородность интрузии, но в целом определили ее принадлежность к группе континентальных формаций. Относительно средних составов габбро магматиты имеют немного повышенное содержание TiO_2 (до 1,7 %) и повышенное содержание MgO (до 12,5 %) — меланократовых разностей, которые, по-видимому, являются оливниновыми субщелочными габбро.

Геохимической особенностью Юнтинской интрузии являются аномальные содержания Si и B , повышенные содержания Co , Cr , V , Be (табл.4), обедненность пород Mn , Cu , Zn . Геохимическая специализация магматитов, видимо, имеет редкоземельную направленность, характерную для щелочных пород (требуются более детальные исследования).

Породы интрузии по всем петрологическим показателям принадлежат к габбро-монцититовой формации. Подобные образцы имеются в пермской щелочной провинции грабена Осло (Норвегия) и считаются переходными разностями к фельдшпатоидным габбро. Существенное отличие юнтинских магматитов заключается в присутствии вместо биотита флогопита.

Из вышеизложенного можно сделать выводы о формировании интрузии в период континентального рифтогенеза, что позволяет предположить наличие и других его проявлений, в том числе и лампроитового магматизма.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Богатиков О.А. и др. Лампроиты. - М.: Мир, 1992. - 300 с.
2. Душин В.А. Мезозой-кайнозойский магматизм и проблемы коренной алмазности Урала // Проблемы петрогенеза и рудообразования: Тез. докл. науч. конф. "Чтения Заварицкого". - Екатеринбург, 1998. - С. 52.
3. Душин В.А. Мезо-кайнозойский магматизм, геодинамика и проблемы коренной алмазности Арктического Урала // Новые идеи в науках о Земле: Тез. докл. IV Междунар. конф. - М., 1997. - С. 176-177.
4. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. - М.: Недра, 1985. - 511 с.