

ЗЕЛЕННЫЕ СЛАНЦЫ ЛЕМВИНСКОЙ ЗОНЫ



К. г.- м. н.
А. А. Соболева
soboleva@geo.komisc.ru



Д. г.- м. н.
Я. Э. Юдович



С. н. с.
М. П. Кетрис



Студент СГУ
А. В. Васильев

Проблемы возраста и диагностики субстрата зеленосланцевых толщ восточной части Лемвинской зоны (Тынаготско-Тыкотловский район), относимых в настоящее время к верхнекембрийско-нижнеордовикской погурейской свите [2], насчитывают много лет. При проведении геолого-съемочных работ в разное время эти толщи, входящие в центральный пакет пластин Лемвинского аллохтона, считались верхнепротерозойско-кембрийскими (А. А. Саранин и др., 1968), верхнепротерозойско-нижнеордовикскими (Э. С. Соседков и др., 1974), верхнепротерозойско-кембрийскими и нижне-среднеордовикскими [11], верхнекембрийско-нижнеордовикскими [3], нижне-среднеордовикскими (Мезенцев, 1974). Ввиду отсутствия находок фауны в этих породах их возраст в настоящее время принимается условно раннепалеозойским по тремадокским конодонтам, собранным севернее, на Полярном Урале (Н. В. Лютиков, рабочие материалы), и нижнеордовикскому комплексу микрофоссилий, определенных в метатерригенных породах западного пакета пластин аллохтона [3]. После U-Pb датирования цирконов из метариолитов, залегающих среди зеленосланцевых толщ погурейской свиты, представилась возможность достоверно определить, по крайней мере, верхнюю временную границу формирования пород субстрата зеленых сланцев. Возраст тела кислых вулканитов, расположенного в бассейне р. Большая Тыкотлова, в пределах Тыкотловского покрова, составляет 484.3 ± 3.1 млн лет [4, 8], а цирконовые датировки массивов риолитов пожемского комплекса, расположенных севернее, на водоразделе руч. Пожемавис и р. Мокрая Сыня, в пределах Грубеинского покрова, дают интервал 475—

505 млн лет [12, 13]. На последней геологической карте м-ба 1:200 000 [2] в пределах Тыкотловского покрова те кислые вулканиты, которые считаются покровными, включают в погурейскую свиту, а риолиты, для которых предполагается интрузивное залегание, относят к погурейским субвулканическим образованиям. Тем не менее проблема определения фациальной принад-

лежности линзовидных тел метаморфизованных риолитов без четких эндо- и экзоконтактов не всегда решаема.

В предлагаемой читателю статье будут детально рассмотрены только зеленые сланцы погурейской свиты, вмещающие упомянутые выше раннепалеозойские кислые вулканиты и обнажающиеся в бассейнах рек Большая Тыкотлова и Большая Тынагота (рис. 1).

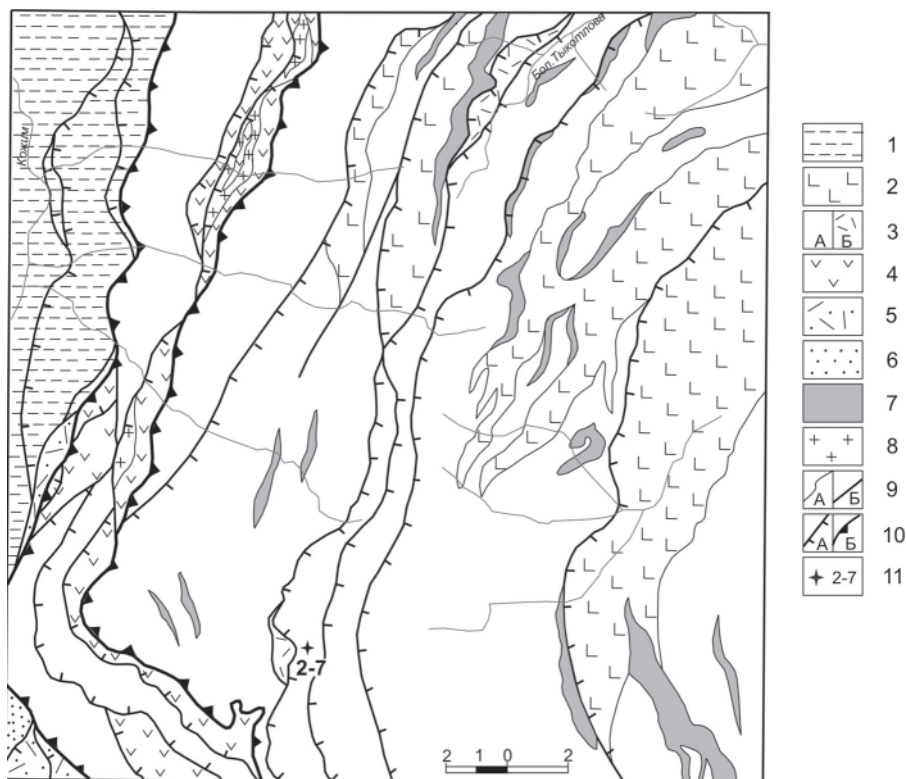


Рис. 1. Геологическая схема и точки отбора проб. Составлена на основе ГК-200 листа Q-41-XXVI [2].

1 — осадочные породы O_2-D_2 ; 2 — метабазальты кокпельской свиты O_1 ; 3 — вулканогенные, осадочные и вулканогенно-осадочные породы погурейской свиты, погурейские субвулканические образования (E_3-O_1) и мелкие субвулканические тела долеритов оранжево-лемвинского комплекса O_{1-2} (а), крупные поля риолитов погурейской свиты (б); 4 — метавулканиты основного и кислого состава молдовожской свиты и молдовожские субвулканические образования R_3-V_1 ; 5 — метавулканиты кислого состава саблегорской свиты (R_3-V_1) и метатерригенные породы аряншорской толщи (V_1); 6 — метатерригенные породы моринской свиты R_3 ; 7 — крупные субвулканические тела габбро-долеритов и долеритов оранжево-лемвинского комплекса O_{1-2} ; 8 — граниты лемвинского комплекса E_3 ; 9 — границы геологические (а) и тектонические (б); 10 — надвиги; 11 — точки отбора образцов



Упомянутые сланцы являются наиболее распространенными породами на рассматриваемой территории. Исследованные нами образцы были отобраны юго-западнее наиболее крупного тела метариолитов, расположенного на правом берегу руч. Яротагор. Э. С. Соседковым (1974) при картировании среди этих пород были выделены два главных их типа: 1) зеленые сланцы по основным эффузивам и их туфам; 2) грубополосчатые так называемые книжные сланцы.

Зеленые сланцы первого типа (обр. 2—4) имеют темно-зеленый цвет, сланцеватую текстуру и часто порфириобластовую структуру, содержат переменные количества кварца, альбита, хлорита, эпидота и актинолита. По минеральному составу они подразделяются на два подтипа.

Кварц-альбит-хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы имеют мелкопорфириобластовую структуру за счет выделяющихся на фоне основной ткани зерен эпидота и лейкоксена (рис. 2, а). Основная ткань характеризуется мелкокристаллической лепидогранобластовой структурой, благодаря сочетанию в ней зерен эпидота, кварца, альбита, призм и игл актинолита и беспорядочно расположенных чешуек хлорита. Текстура породы сланцеватая, с элементами свилеватой. Мелкие призматиче-

нолиты участками ориентированы субпараллельно, огибая агрегаты альбита и эпидота. Минеральный состав породы: актинолит (размер индивидов до 0.5 мм, содержание 45 об. %), кварц и альбит (до 0.15 мм, 30 об. %), хлорит (0.15—0.20 мм, 15 об. %), эпидот (0.01—0.20 мм, 5 об. %), стильпномелан (до 0.2 мм, менее 5 об. %), апатит (до 0.15 мм, единичные зерна), лейкоксен. Последний слагает на некоторых участках до 20 % объема породы, замещающий первичный титановый минерал и образуя буроватые выделения неправильной формы размером до 0.5 мм.

Для *актинолит-кварц-альбит-эпидот-хлоритовых* сланцев характерна порфириобластовая структура с дворицами растяжения и очковая сланцеватая текстура (рис. 2, б). Мелкокристаллический матрикс породы, состоящий из хлорита, кварца, альбита, эпидота, титанита, актинолита, апатита имеет нематолепидогранобластовую структуру. Элементы основной ткани собраны в волнистые прослоечки, огибающие порфириобласты эпидота и альбита. Минеральный состав сланцев: хлорит (до 2.7 мм, 45 об. %), кварц и альбит (до 0.35 мм, 30 об. %), эпидот (0.08—3.6 мм, 15 об. %), титанит (0.01—0.03 мм), кальцит, гидроксиды железа.

Зеленые сланцы второго типа (обр. 5—7) характеризуются светло-се-

ровато-зеленым цветом и грубополосчатой сланцеватой текстурой. В сравнении со сланцами первого типа обогащены кварцем и альбитом, также подразделяясь на два подтипа.

Актинолит-эпидот-хлорит-кварц-альбитовые сланцы состоят из чередующихся полос, отличающихся количественным содержанием темноцветных и салических минералов. Имеют нематолепидогранобластовую структуру (рис. 2, в). Отмечаются единичные порфириобласты эпидота. Минеральный состав пород: кварц и альбит (размер индивидов до 0.2 мм, содержание от 60 об. % в меланократовых прослоях до 90 об. % в лейкократовых прослоях), хлорит (0.1 мм, от 35 до 10 об. %), эпидот (до 0.36 мм, от 2 до 1 об. %), актинолит (до 0.3 мм, от 0 до 2 об. %), серицит (до 0.2 мм), титанит (0.01—0.03 мм), апатит (до 0.12 мм). Светлые кварц-альбитовые прослои сланцев концентрируют актинолит. В более темных прослоях в большей степени сосредоточены хлорит, эпидот, серицит, титанит (участками до 10—15 об. %). Кроме того, в рассматриваемых сланцах содержится плагиоклаз, умеренно сосюртитизированный в центральных частях зерен, вероятно реликтовый, первоначально имевший кислый-средний состав. Этот минерал образует выделения неправильной формы размером до 2.6 мм. Вероятно вторым реликтовым минералом является алланит, встречающийся в виде зерен неправильной формы размером 0.03—0.15 мм с сильным плеохроизмом от светло- до густо-красновато-коричневого. Наличие в породе реликтовых минералов позволяет предположить, что сланцы образовались при метаморфизме вулканической или вулканогенно-осадочной породы кислого-среднего состава. В таком случае не исключено, что и полосчатость сланцев является унаследованной от первичной флюиальности.

Для *эпидот-серицит-хлорит-кварц-альбитовых* сланцев, отличающихся от вышеописанных пород большим содержанием серицита и отсутствием актинолита и алланита, характерна лепидогранобластовая структура, полосчатая и линзовидно-полосчатая текстура (рис. 2, г). В светлых полосах зерна кварца и альбита размером 0.10—0.15 мм составляют 60—95 % объема, тогда как в темных полосах такой же объем сложен мелкочешуйчатыми (около 0.15 мм) минералами — хлоритом и железосодержащим серицитом.

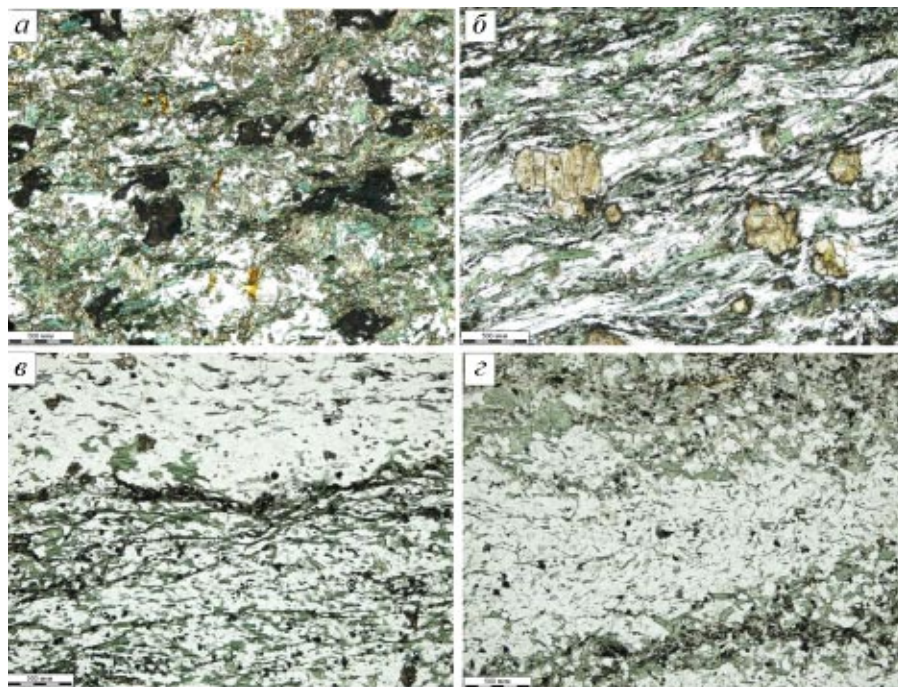


Рис. 2. Микрофотографии горных пород погуреysкой свиты. Зеленые сланцы первого типа: а — кварц-альбит-хлорит-эпидот-актинолитовый сланец с порфириобластами лейкоксена (обр. 4); б — актинолит-кварц-альбит-эпидот-хлоритовый сланец с порфириобластами эпидота (обр. 2). Зеленые сланцы второго типа (полосчатые «книжные» сланцы): в — актинолит-эпидот-хлорит-кварц-альбитовый сланец (обр. 5); г — эпидот-серицит-хлорит-кварц-альбитовый сланец (обр. 6)



В рассматриваемых породах встречаются также зерна эпидота размером 0.05—0.10 мм, мелкозернистые буроватые скопления титанита (до 5 об. %), плагиоклаз кислого-среднего состава в виде выделяющихся на фоне основной массы более крупных (0.15 мм) слабо-ассоциированных зерен, а также индивиды апатита размером около 0.05 мм.

Для реконструкции первичного состава зеленых сланцев нами были использованы классификация магматических горных пород [5], диаграммы А. Н. Неелова а-б для реконструкции состава метавулканических и метаосадочных пород [7], а также химическая классификация осадочных горных пород и модульные диаграммы Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [14].

По химическому составу зеленые сланцы первого типа соответствуют основным магматическим породам толеитовой серии (табл. 1, рис. 3). Породы относятся к нормальному петрохимическому ряду ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 3.42—3.83 %), характеризуются резко выраженным натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 28\text{—}42$). По содержанию K_2O они соответствуют низкокалийным базальтам (рис. 4). По концентрации TiO_2 (2.16—2.29 %) породы аттестуются как «весьма высокотитанистые», а по величине коэффициента глиноземистости al' (0.55—0.67) как низкоглиноземистые. Величины отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ составляют в них 0.04—0.06, что характерно для толеитовых базальтов. На диаграмме А. Н. Неелова точки состава этих сланцев попадают в поля базальтоидов и андезитобазальтов.

Мы произвели сравнение этих пород с метавулканиками близкого химического состава, развитыми на Приполярном Урале и в южной части Полярного Урала в верхнекембрийско-нижнеордовикской погурейской, нижнеордовикской кокпельской и позднеордовикско-вендской моллюдовжской свитах, а также с метабазами среднерифейских [1] пуйвинской, маньхобейнской и щекуринской свит из ядра Хобеизской антиклинали. В результате выяснилось, что исследуемые нами зеленые сланцы по составу очень схожи с метабазами погурейской и кокпельской свит. Однако более важным мы считаем явное отличие наших зеленых сланцев от большей части остальных — заведомо докембрийских метабазитов. Эти отличия сводятся к следующему:

1) раннепалеозойские метабазиты имеют меньшую общую щелочность при более натровом ее характере; 2) в них несколько больше CaO и MgO и меньше TiO_2 ; 3) по величине коэффициента al' они низкоглиноземистые, тогда как большинство докембрийских метабазитов относится к умеренно-глиноземистым.

Зеленые сланцы второго типа («книжные») по химическому составу похожи на средние и кислые магматические породы толеитовой серии (табл. 1, рис. 3). Они относятся к нормальному и умеренно-щелочному петрохимическим рядам ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ соответственно 7.06 и 4.99 %), характеризуются натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 70$ и 8) при низком содержании K_2O (рис. 4). По концентрации TiO_2 (0.75—0.88) эти породы весьма и умеренно низкотитанистые, а по величине al' (1.48 и 1.67) — высокоглиноземистые. На одной из диагностических диаграмм А. Н. Неелова точки состава рассматриваемых сланцев попадают в поля дацитойдов и риодацитойдов, хотя не исключается и осадочный субстрат. На другой диаграмме (для реконструкции протолита метаосадочных пород) точки тех же пород попадают в поле составов кислых туффов, а также оли-

гомиктовых и полимиктовых алевролитов. Мы считаем, что в данном случае более вероятен вариант кислых туффов, поскольку, как было отмечено выше, в составе наших сланцев присутствует реликтовый алланит — типичный минерал вулканических пород кислого состава.

Данные химического анализа зеленых сланцев и метабазитов (53 пробы и анализа) были подвергнуты обработке в рамках так называемого Стандарта-ЮК [14]. Результаты показаны в табл. 2 и на модульной диаграмме (рис. 5). Базу для этой работы составили пять выборок: а) зеленых сланцев погурейской свиты двух типов (5 проб); б) метабазитов погурейской свиты (9 анализов из фондовой литературы); в) метабазитов кокпельской свиты (15 проб); г) зеленых сланцев-метабазитов из моллюдовжской свиты (9 проб); д) зеленых сланцев-метабазитов маньхобейнской и щекуринской свит (8 анализов из опубликованной литературы); е) сланцев пуйвинской свиты (7 проб). Поскольку в свое время предлагалось [6] объединить маньхобейские и щекуринские метабазиты в единый маньхобейский магматический комплекс, мы будем те и другие называть маньхобейскими.

Таблица 1

Химический состав зеленых сланцев погурейской свиты, мас. %

Компоненты	Зеленые сланцы				
	Первого типа			Второго типа	
	2	3	4	5	7
SiO_2	49.31	50.70	46.72	62.33	65.33
TiO_2	2.29	2.16	2.25	0.75	0.88
Al_2O_3	11.91	14.49	13.69	15.75	13.93
Fe_2O_3	9.13	4.60	5.10	1.55	1.99
FeO	5.20	7.92	9.14	4.32	4.48
MnO	0.22	0.19	0.23	0.07	0.12
MgO	4.96	5.80	6.23	3.54	2.94
CaO	10.06	7.15	9.17	2.24	2.50
Na_2O	3.34	3.70	3.61	6.96	4.42
K_2O	0.08	0.13	0.10	0.10	0.57
P_2O_5	0.45	0.53	0.20	0.14	0.21
ппп	3.05	2.88	3.26	2.26	2.63
Сумма	100.00	100.25	99.70	100.01	100.00
H_2O^+	0.34	0.33	0.27	0.20	0.20
CO_2	0.13	0.05	0.23	0.00	0.00

Примечание. Состав пород определен методами рентгенофлуоресцентного (обр. 2, 5, 7) и химического анализов (обр. 3 и 4) в ИГ Коми НЦ УрО РАН

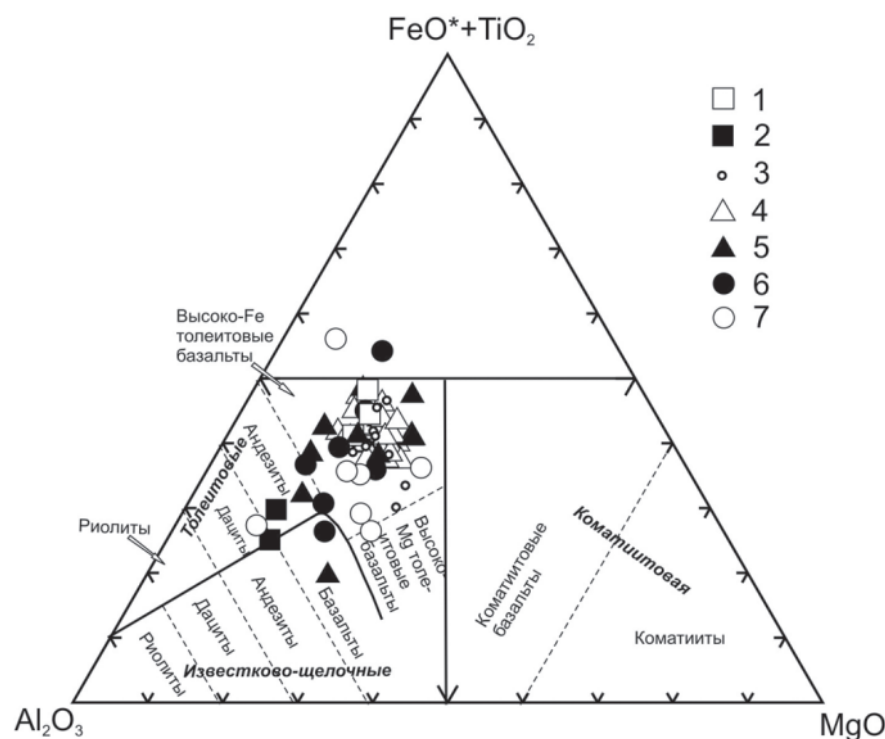


Рис. 3. Составы горных пород Тыкотловско-Тынаготского района на диаграмме С. Л. Йенсена [16].

1, 2 — зеленые сланцы погурейской свиты E_3-O_1 первого (1) и второго (2) типов; 3–5 — metabазальты: погурейской свиты E_3-O_1 (3), кокпельской свиты O_1 (4), нижней подсвиты молдужской свиты R_3 (5); 6 — metabазиты маньхобейнской и щекуринской свиты ($R_2?$), 7 — metabазиты пуйвинской свиты R_2 . Составы metabазальтов заимствованы из производственного отчета по ГМК-200 листа Q-41-XXVI [2] и из работы [6]

Как видно на модульной диаграмме «фемический модуль ФМ — титановый модуль ТМ» (рис. 5), вся совокупность анализируемых данных подразделяется на семь кластеров и пять индивидуальных составов, не подлежащих усреднению.

Кластер I представлен погурейскими зелеными сланцами второго типа, т. е. микрослоистыми серо-зелеными породами «осадочного» вида. Сюда же попал и один анализ пуйвинских сланцев (обр. 2004/1). Все эти породы аттестуются как щелочные псевдосиаллиты ввиду своей повышенной магнезиальности ($MgO > 3\%$). Титановый модуль у них невыразительный, отвечает среднему для платформенных глин. Однако значительное присутствие в соответствующих породах полевых шпатов ($HKM = 0.41$) и явная доминанция среди последних альбита ($Na_2O = 5.69$, $ШМ = 17$) показывают, что это отнюдь не простые метасаммиты, а скорее всего обогащенные хлоритом (магний) и альбитом (натрий) метасаммиты (или металевоаллиты). К сожалению, в такой ситуации почти всегда присутствует некая амбивалентность диагноза (метаграувакка или метатуффоид?), ибо аналогичный состав вполне могут иметь и продукты метаморфизма базитовых или скорее андезитовых туффоидов. Но отличить пирокластическую от вулканокластической породы, и то лишь по единственному признаку — относительной окатанности зерен вулканокластов по сравнению с пирокластами. Итак, зеленые сланцы второго типа могут быть как альбитовыми метатуффоидами, так и альбитовыми метаграувакками.

Понятно, что правильный выбор из этой альтернативы имел бы большое значение для понимания возраста погурейской свиты. Ибо, если мы имеем туффоиды, то можно говорить о всех зеленых сланцах в терминах «базальты и их туфы (туффиты)», считая погурейскую свиту допалеозойской соответственно общепринятому для севера Урала возрасту бедамельских (маньинских, саблгорских и пр.) базальтоидов. Если же это все-таки метаграувакки, то возраст их протолита может быть и значительно моложе возраста их петрофонта (т. е. размывавшихся основных или средних вулканитов). В этом варианте погурейская свита может оказаться и раннепалеозойской, например, ордовикской.

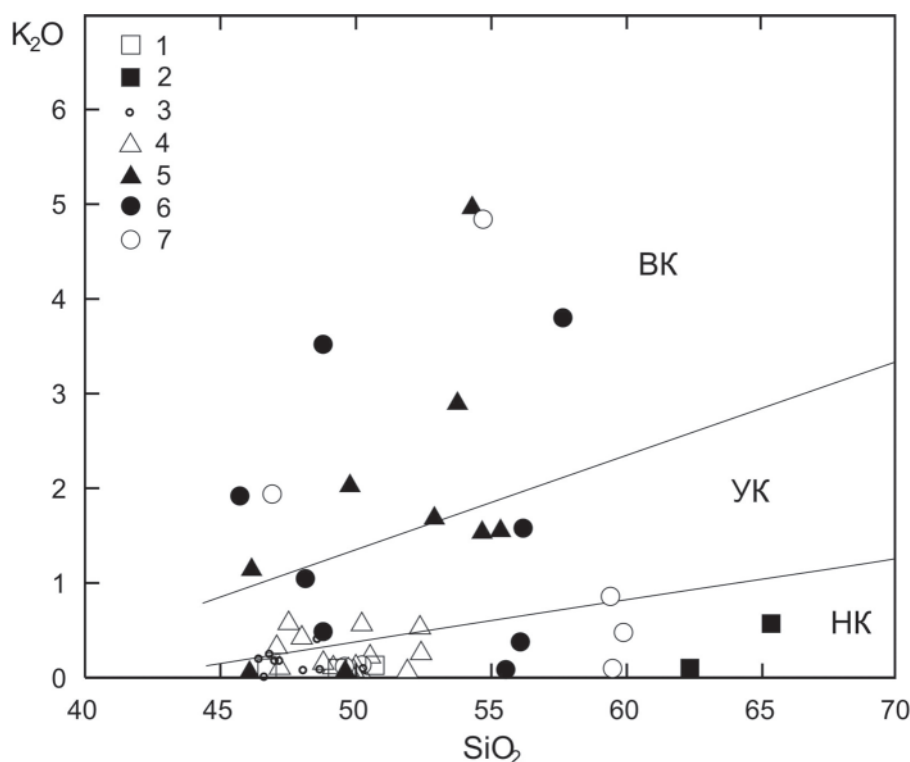


Рис. 4. Типизация пород по содержанию K_2O и SiO_2 . НК, УК, ВК — соответственно низко-, умеренно- и высококальциевые породы. Условные обозначения расшифрованы на рис. 3

Химический состав метабазитов и зеленых сланцев севера Урала, мас. %

Компоненты и модули	Кластеры							Составы вне кластеров				
	I	IIa	IIb	IIIa	IIIb	IV	V	101806	401101	3138	4039	3139-2
	Щел. псевдосиаллит	Псевдосиаллит	Псевдосиаллит	Ti-щел. псевдосиаллит	Ti псевдосиаллит	Псевдогидролизат	Ti псевдогидролизат	Ti псевдогидролизат	Псевдогидролизат	Ti-щел. псевдогидролизат	Ti псевдогидролизат	Псевдогидролизат
Число проб	3	4	7	2	3	27	2	Единичные пробы				
SiO ₂	62.39	49.15	56.70	54.51	54.87	48.93	46.12	49.78	49.60	45.66	48.76	46.87
TiO ₂	0.85	0.94	1.09	2.32	2.48	1.75	3.27	2.77	1.90	3.15	3.66	1.97
Al ₂ O ₃	15.54	15.29	14.11	13.37	14.02	13.56	13.14	12.79	14.38	17.93	11.45	15.89
Fe ₂ O ₃	2.05	4.32	3.66	5.07	7.44	4.54	6.83	9.66	3.43	3.43	5.16	3.42
FeO	4.33	5.34	5.94	5.01	4.16	8.48	8.25	5.18	8.64	6.77	11.33	7.63
MnO	0.09	0.15	0.19	0.10	0.17	0.20	0.24	0.31	0.25	0.12	0.24	0.2
MgO	3.16	6.74	5.59	5.56	4.38	7.06	9.37	5.01	7.78	4.50	5.13	7.47
CaO	2.09	10.91	4.93	6.11	4.25	9.33	6.56	5.57	5.94	8.15	8.99	7.21
Na ₂ O	6.13	1.69	2.58	1.34	2.40	2.85	2.29	2.65	0.94	3.24	1.75	2.72
K ₂ O	0.26	1.20	1.26	4.90	2.00	0.20	0.60	2.02	0.05	1.92	0.49	1.94
P ₂ O ₅	0.16	0.17	0.18	0.18	0.80	0.24	0.40	0.77	0.18	1.23	0.43	0.25
ппп	2.49	3.65	3.42	1.86	2.80	2.56	2.96	3.09	6.55	3.50	2.22	4.10
Сумма	99.53	99.53	99.64	100.29	99.76	99.70	97.05	99.60	99.64	99.60	99.61	99.67
ГМ	0.37	0.53	0.44	0.47	0.52	0.58	0.69	0.62	0.58	0.69	0.65	0.62
ФМ	0.15	0.34	0.27	0.29	0.29	0.41	0.54	0.40	0.41	0.32	0.45	0.40
ТМ	0.054	0.062	0.077	0.173	0.177	0.129	0.249	0.217	0.132	0.176	0.320	0.124
НКМ	0.41	0.19	0.27	0.47	0.31	0.22	0.22	0.37	0.07	0.29	0.20	0.29
ЩМ	23.87	1.40	2.04	0.27	1.20	14.30	3.84	1.31	18.80	1.69	3.57	1.40

Примечание. Петрохимические модули: ГМ (гидролизатный) = $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$; ФМ (фемический) = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$; ТМ (титановый) = $\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$; НКМ (нормированной щелочности) = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$; ЩМ (щелочной) = $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$

Кластеры IIa и IIb отчасти перекрываются и представлены смесью докембрийских зеленых сланцев — маньхобейских и пуйвинских (кластер IIa); маньхобейских, молдужских и пуйвинских (кластер IIb). Первые в среднем отвечают метабазальтам, вторые — андезитобазальтам, хотя среди них есть образцы и с «андезитовым» содержанием SiO₂ около 60 %. Те и другие аттестуются нами как псевдосиаллиты, но первые являются более кальциевыми (CaO 10.91 против 4.93 %).

Кластеры IIIa и IIIb перекрываются еще сильнее, отличаясь главным образом по соотношению щелочей и содержанию фосфора. Соответствующие породы аттестуются как титанистые псевдосиаллиты (в IIIa — щелочные), будучи представленными смесью маньхобейских и пуйвинских (IIIa), молдужских и маньхобейских (IIIb) сланцев. Сильная изменчивость ряда параметров показывает, что эти породы существенно изменены процессами ал-

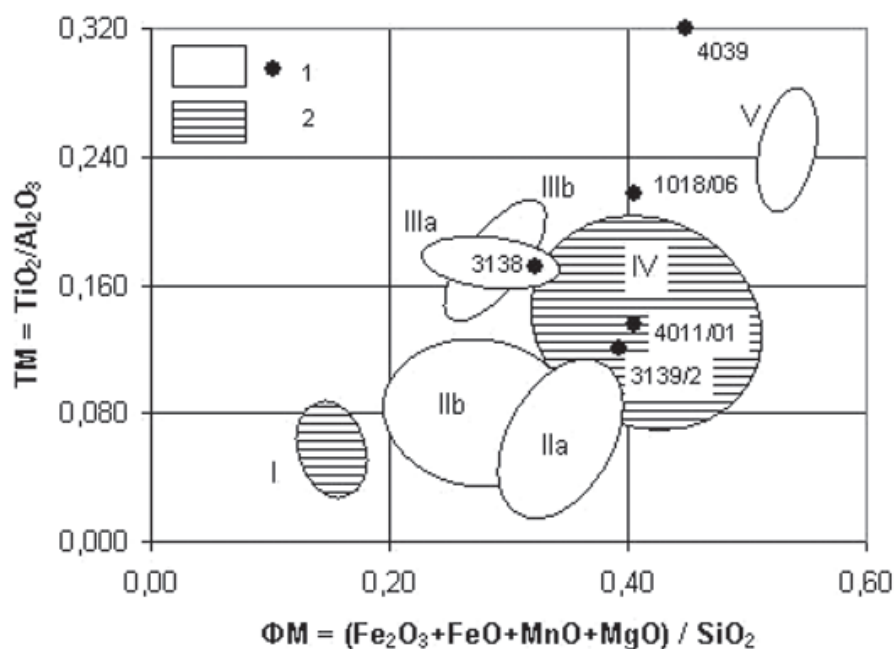


Рис. 5. Модульная диаграмма для докембрийских (1) и палеозойских (2) метабазитов севера Урала. Пояснения в тексте



лохимического метаморфизма. Порода кластера IIIa — существенно калиевые и малофосфористые, в них больше полевых шпатов (НKM 0.47 против 0.31). В породах кластера IIIb калия гораздо меньше (K_2O 2.0 против 4.9 %), но повышено содержание P_2O_5 , в среднем составляющее 0.8 %, а в моллюдовожском метаандеизитовом (обр. 4054/2) достигающее 1.01 %.

Кластер IV — очень «рыхлый». Он представлен палеозойскими зелеными сланцами первого типа и метабазальтами погурейской и кокпельской свит. Эти породы в среднем отвечают псевдогидролизатам (т. е. типичным метабазитам), но при этом отмечается сильная дисперсия титанистости — величина ТМ при среднем значении 0.129 варьируется от 0.092 в обр. 157/4 (погурейский метабазальт) до 0.192 в обр. 2 (зеленый сланец первого типа). Думается, что такие колебания обусловлены фациальной неоднородностью. Например, по нашему опыту известно, что базитовые туфы имеют более высокий ТМ, чем лавы. Могут сказаться и различия глубинности кристаллизации, а также другие пока неизвестные нам факторы.

Более внимательное рассмотрение причин сильной дисперсии ТМ в «палеозойском» кластере IV показывает, что она обусловлена вариациями титанистости только погурейских метабазитов, поскольку выборка кокпельских метабазитов по этому признаку сравнительно однородна, характеризуясь средней величиной ТМ = 0.133 и относительно невысоким средним содержанием TiO_2 = 1.73 %. Погурейские же зеленые сланцы-метабазиты, напротив, распадаются на две группы с существенно разной титанистостью. В одной из этих групп титанистость ниже, чем в кокпельских сланцах (ТМ = 0.093, TiO_2 = 1.33 %), при относительно пониженной натровости (ЩМ = 11.6, Na_2O (2.3 %) и железистости (ЖМ = 0.81). В другой группе титанистость выше (ТМ = 0.178), эти породы обладают также повышенной натровостью (ЩМ в среднем 35.7) и повышенной железистостью (ЖМ = 0.97).

Кластер V представлен высокотитанистыми (TiO_2 = 3.27 %, ТМ = 0.249) моллюдовожскими метабазитами, которые аттестуются как титанистые псевдогидролизаты. Из всех проанализированных пород эти выделяются также наивысшей магниальностью (MgO в среднем 9.37 %) и фемичностью (ФМ = 0.54). Видимо, они соответству-

ют наиболее глубинной фации базальтоидов, в которой мы, возможно, имеем дело с продуктом гравитационной или флюидной дифференциации типа пикрита.

Составы пяти проанализированных образцов не подлежат усреднению ввиду их резких отличий от состава пород в пределах кластеров. Все эти образцы являются докембрийскими метабазитами, отличаясь лишь некоторыми особенностями.

Обр. 1018/06 (моллюдовожский метабазальт) и **3138** (маньхобейнский метабазальт) характеризуются аномальными содержаниями фосфора. При этом точка последнего образца на соответствующей диаграмме попадает в контур кластера IIIa.

Точки **обр. 4011/01** (моллюдовожский метабазальт) и **3139/2** (пуйвинский метабазальт) попадают в контур «палеозойского» кластера IV. Первый образец явно изменен (ппп = 6.55 %), по сравнению с палеозойскими породами в нем существенно меньше CaO (5.94 % против 9.33 % в кластере IV), ничтожно мало K_2O (0.05 %) и практически нет полевых шпатов (НKM = 0.07). Второй образец отличается от пород кластера IV гораздо большей калиевостью (K_2O = 1.94, ЩМ = 1.4 против 14.3 в кластере IV).

Обр. 4039 (маньхобейнский метабазальт) отличается экстремальной титанистостью (TiO_2 = 3.66 %, ТМ = 0.320) и наибольшим обогащением железом.

В целом, основываясь на факте незначительного перекрытия областей состава на модульной диаграмме ФМ–ТМ, можно отметить следующие характерные отличия нижнепалеозойских (погурейских и кокпельских) метабазитов от докембрийских (маньхобейнских, пуйвинских, моллюдовожских).

1. Если исключить легко узнаваемые по своей высокой титанистости и фемичности моллюдовожские метабазиты, то нижнепалеозойские породы можно отличить от верхнедокембрийских по фемичности: ФМ у первых составляет в среднем 0.41, а у вторых 0.27–0.34.

2. Палеозойские метабазиты содержат гораздо меньше щелочей и характеризуются устойчиво высокой натровостью (ЩМ в среднем 14.3), тогда как в докембрийских породах натровость ниже, и самое главное — соотношения щелочей в них весьма изменчивы (ЩМ колеблется от 0.27 до 2.04).

Одной из причин сильной изменчивости составов докембрийских метабазитов могут быть их вторичные изме-

нения, обусловленные, в частности, процессами метасоматизма с привносом-выносом щелочей [6, 15]. Другой причиной может быть большая неоднородность первичных составов докембрийских метабазитов. Например, уже отмечалось [6], что пуйвинские метабазиты заметно отличаются от более древних щекурьинских и маньхобейнских. Такие различия могут быть как фациальными (базиты гипабиссальные и покровные), так и формационными (смешение в одной выборке базитов известково-щелочной и толеитовой серий) [9, 10].

Таким образом, мы приходим к выводу о том, что зеленые сланцы первого типа представляют собой метаморфизованные толеитовые базальты, а протолитом сланцев второго типа могли служить либо вулканиты кислото-среднего состава и их туфы, либо чисто осадочные породы — грауваки, петрофондом которых могли выступить докембрийские магматиты.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы.

Сходство исследованных зеленых сланцев с толеитовыми базальтами погурейской и кокпельской свит; их отличие от докембрийских базитов моллюдовожской, пуйвинской, маньхобейнской и щекурьинской свит; наличие среди зеленых сланцев прослоев терригенных пород с обломками риолитов и гранитов, а также согласных тел и покровов позднекембрийско-раннеордовикских кислых вулканитов — всё это представляется нам весомыми аргументами в пользу раннепалеозойского возраста сланцев.

Основной вклад в формирование протолита зеленых сланцев внесли вулканиты бимодальной ассоциации — толеитовые базальты и породы вероятно дацитового состава, вулканические, вулканогенно-осадочные или вулканомиктовые терригенные образования.

Петрофонд протолита зеленых сланцев был, скорее всего, комплексным. Наряду с доордовикскими магматитами в него входили и раннепалеозойские вулканиты, образование которых было обусловлено магматической активизацией, инициированной начавшимся рифтогенезом.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (новая серия). Лист Q-41-XXV (принят к изданию в 2002 г.). 2. Государ-



ственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (новая серия). Лист Q-41-XXVI (готовится к изданию). **3.** Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Ключина М. Л., Наседкина В. А. Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 208 с. **4.** Иванов В. Н., Соболева А. А., Кузенков Н. А. Возраст риолитов района верховья реки Большая Тыктотлова (Приполярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 28—31. **5.** Богатилов О. А., Гоньшакова В. И., Ефремова С. В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. Справочное пособие. М.: Недра, 1981. 160 с. **6.** Мерц А. В., Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Петрохимия дохобейских метабазитов / Геохимия древних толщ Севера Урала / Ред.-сост. Я. Э. Юдович и М. П. Кетрис. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 133—138. **7.** Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород.

Л.: Наука, 1980. 100 с. **8.** Соболева А. А., Иванов В. Н., Кузенков Н. А., Васильев А. К. Кислые вулканы Тынаготско-Тыктотловского района (Приполярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана: Сборник статей. Сыктывкар, 2008. № 5. С. 2—51 (Труды Института геологии Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 124). **9.** Соболева А. А. О составе саблегорской свиты на Приполярном Урале // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые: Тезисы докладов Международной научной конференции (VIII чтения А. Н. Заварицкого). Екатеринбург: Изд-во ИГиГ УрО РАН, 2002. С. 212—214. **10.** Соболева А. А., Куликова К. В. Докембрийские палеоостроводужные комплексы в составе протоуралид-тиманид Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 326—327. **11.** Цымбалюк А. В., Коркин В. М. Геологическая карта СССР, масштаб 1:200 000. Лист Q-41-XXVI. М., 1975. **12.** Черкашин А. В.,

Молчанова Е. В., Шишкин М. А., Матуков Д. И. и др. Результаты датирования риолитов Лемвинской структурно-формационной зоны, западный склон Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 272—277. **13.** Черкашин А. В., Шишкин М. А., Молчанова Е. В. Результаты абсолютного датирования петротипических массивов риолитов пожежского комплекса на участке Пожемавис // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 74—77. **14.** Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с. **15.** Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В. Щелочные метасоматиты в комплексе доуралид / Геохимия древних толщ Севера Урала / Ред.-сост. Я. Э. Юдович и М. П. Кетрис. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 139—148. **16.** Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 1976. 66 p.