



ЛИТОХИМИЯ В ДЕЙСТВИИ: ПОГУРЕЙ-2002



Д. г.-м. н.
Я. Э. Юдович
yudovich@geo.komisc.ru



К. г.-м. н.
И. В. Козырева
kozyreva@geo.komisc.ru



С. н. с.
М. П. Кетрис
yudovich@geo.komisc.ru



К. г.-м. н.
И. В. Швецова
litgeo@geo.komisc.ru

Предисловие-1, или непонятная экспедиция

В 2002 г. И. В. Козырева сформировала геологический отряд, выколотила из начальства новенький вездеход с лучшим водителем — молодым Лешей Калмыковым, прихватила с собой доктора ЭЮЯ и трех студентов и отправилась на Полярный Урал, в верховье р. Погурей. Этот район не только географически был весьма удален от места ее прежних исследований (хр. Малдынырд и Росомаха в верховье Кожыма на Приполярном Урале), но вдобавок не имел ничего общего с Кожымским районом и в отношении геологии.

В самом деле, на Кожыме (в бассейне р. Балбанью) уже ряд лет изучался межформационный контакт между рифейско-вендским метаморфическим комплексом доуралид и палеозойским комплексом уралид, представленным здесь только ордовиком [4, 9]. Район находится в пределах Центрально-Уральского поднятия, где обнаженный фундамент (те самые доуралиды) занимают большие площади.

Район верховья Погурея находится в пределах Западной структурной зоны Урала, более того, это — весьма проблематичная в геологическом отношении восточная часть Лемвинской структурно-фациальной зоны, по стратиграфии которой в течение многих лет не утихают яростные споры геологов. Основную головную боль геологов вызывают развитые здесь вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи. Часть из них легко сопоставляется с широко распространенной на севере Урала вулканогенной и вулканогенно-осадочной маньинской свитой (впоследствии разделенной на существенно карбонатно-сланцевую мороинскую свиту внизу и базальт-риолитовую саблегорскую (вверху). Но другие вулканогенно-оса-

дочные толщи, нередко черносланцевые, находятся в близком соседстве с легко узнаваемой в поле и заведомо ордовикской пестроцветной грубеинской свитой O_1 ; это создает сильный соблазн трактовать их как ордовикские.

Поэтому при изучении такого рода толщ постоянно возникает сакральный вопрос: это рифей-вендский (либо, на худой конец, венд-кембрийский?) фундамент, т. е. комплекс доуралид, или же это все-таки низы палеозоя, т. е. комплекс уралид? От решения этого коренного вопроса в решающей степени зависит прогноз полезных ископаемых. Ведь на Приполярном Урале практически все перспективные проявления полезных ископаемых связаны именно с межформационным контактом [9].

Создается впечатление, что только очень смелый человек может разобраться во взаимоотношениях (по большей части тектонических!) многочисленных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, имеющих к тому же нередко похожие названия: *копельская* вулканогенная свита (фундамент R_3 — ϵ ; недавно идентифицирована М. А. Шишкиным как молдвожская свита того же возраста, а ранее принималась нередко за ордовик [8]); погурейская свита ϵ_3 ?— O_1 рг с конгломератами в основании [16]; грубеинская свита O_1 [16] (с вулканитами или без?); молдмусюрская вулканогенно-осадочная свита В. Н. Гессе [5] (кембрий?!); молдвожская вулканогенно-осадочная свита (R_3 — ϵ , как принимает в последнее время М. А. Шишкин, ордовик, как нередко считали раньше, или просто вулканогенная фация грубеинской свиты, как считает Н. В. Лютиков [10]); молдшорская черносланцевая свита O_2 — O_3 [2] (вулканогенно-осадочная или нет?); «старые добрые» харотская (S) и пагинская (D_2 — D_3) свиты великого К. Г. Войнов-

ского-Кригера [16], наконец только что придуманная московскими геологами, нашедшими конодонты, «черногорская серия» (O_2 — D_3 fm), объединяющая в единую толщу тектонические пакеты молдшорской, харотской и пагинской свит [1] ... Да тут сам черт ногу сломит, геохимикам на территории с *такой* геологией делать вроде бы нечего.

Какой уж тут межформационный контакт — со свитами одного ордовика была бы хоть какая-то ясность...

В общем, трудно себе представить районы, больше отличающиеся друг от друга по своей геологии, чем Кожымский и Погурейский. А так как необъятного объять не только нельзя, но и не нужно, то казалось совершенно непонятным, зачем докторантка Козырева вдруг отправилась на далекий и совершенно ей незнакомый Погурей.

Предисловие-2, или «несчасть алмазов в каменных пещерах»

И никогда бы нам не видеть далекого Погурея, если бы Б. А. Голдин и Ю. И. Рябков не опубликовали в 1999 г. в трудах XIII Геологического съезда Республики Коми сенсационный доклад с геологической схемой хорошо известного геологам-съемщикам разреза в каньоне правого притока Погурея — Погурей-Егарты [7]. Разрез действительно замечательный (почти 100%-ная обнаженность на протяжении более 7 км, практически вкрест простираения толщ), но зато трактовок стратиграфии здесь столько же, сколько геологов посещало этот разрез. Однако Голдина и Рябкова привлек не разрез сам по себе — они описали здесь целый букет открытых ими и никому до того неведомых полезных ископаемых: фосфоритов, графита, «сепиолитов» и наконец, самое главное, «метабокситов» кристобалит-кианит-диаспор-корундового состава!

Ради фосфоритов, графита и даже загадочных «сепиолитов» мы бы, пожалуй, не тронулись с места, но — *диаспориты...* Этого мы уже вынести никак не могли! Ведь диаспоровые породы уже много лет изучаются нами на хр. Малдынырд и тревожат душу своим загадочным генезисом [4, с. 275]. Поскольку они здесь, безусловно, находятся на межформационном контакте [9], всем известный (бывший воркутинский, а ныне сыктывкарский) геолог, первооткрыватель месторождения коренного золота Чудное В. С. Озеров прямо назвал их метабокситами [11]. Хотя нам (по некоторым признакам) ближе трактовка их как метасоматических образований [6], но в одном мы были единодушны с Озеровым: *раз обнаружилось всего второе на севере Урала проявление диаспоритов — мы просто обязаны его посетить*. Если и здесь имеется межформационный контакт (как смело предположил Озеров, в корне переинтерпретировав не только карту Голдина—Рябкова, но и геологическое строение всего Пага-Харутинского междуречья, включая избуренный скважинами участок месторождения золота Дальнее [12]), то это позволит нам среди прочего внести свой вклад в крайне запутанную геологию восточной части Лемвинской зоны. А заодно, быть может, прояснит генезис и наших малдинских диаспоритов.

Итак, мы собрали рюкзаки и отправились на Погурей — за диаспоритами!

Профиль

Погурей-Егарт — правый приток р. Погурей, впадающий в него в 15 км от устья (т. е. от впадения Погурея в Пагу). Его долина, местами каньонообразная, ориентирована субширотно — вкрест простирания выходящих толщ фундамента и ордовика—девона. В самом верховье Погурея можно видеть в обнажениях восточный тектонический контакт толщ Лемвинской зоны с зоной ГУГР — Главного Уральского глубинного разлома, который на огромном протяжении вдоль всего севера Урала маркируется цепочкой базит-гипербазитовых интрузий.

Если исключить небольшой необнаженный интервал в нижнем течении Погурей-Егарта (500 м от устья), то фактически обнажения по обоим берегам (но больше по правому) тянутся с перерывами на протяжении около 10 км от устья (рис. 1). Во всяком случае наше пикетирование через 100 м, начиная от точки в 500 м от устья ручья (пикет 0),

закончилось на пикете 720, но обнаженность еще, возможно, не кончилась (зато кончились силы у пикетчиков!).

В 3 км к югу от устья Погурей-Егарта располагается господствующая горная вершина этого района — г. Сев. Кокпела с абс. отметкой 707.2 м, которая почему-то названа геологами ГИНа В. А. Аристовым и С. В. Руженцевым «Черной». По их данным, гора сложена тремя тектоническими пластинами черносланцевых толщ, имеющих, по найденным ими конодонтам, возраст O_2-S_1 , $S-D_1$ и D_{2-3} , объединенных ими в «черногорскую серию». Очевидно, это не что иное, как давно известные харотская (в ее современном понимании, т. е. с верхами ордовика [16]) и пагинская свиты. К сожалению, ужасная погода в июле 2002 г. с самого начала загнала нас в цейтнот, так что мы вынуждены были ограничиться изучением только профиля Погурей-Егарта, а на гору так и не полезли. Однако в 2 км к ЮВ от устья Погурей-Егарта вдоль правого берега Погурея на протяжении метров 500 тянется высадка со скальными обнажениями черных сланцев, названная нами «Димины горы», поскольку эти породы послужили предметом курсовой работы студента Д. Тихоновича. Судя по картам К. Г. Войновского-Кригера и всех последующих геологов, включая москвичей [1], это не что иное, как непосредственное продолжение полосы «черногорской серии», «язык» которой далее к северу даже достигает каньона Погурей-Егарта (рис. 2). Так что, не посетив гору Черную, мы ничего не потеряли, опробовав черносланцевую толщу в гораздо более доступном для изучения месте.

На рис. 3 представлен итог нашей работы — профиль по Погурей-Егарту, построенный в результате комплексной интерпретации материалов из трех источников: полевого описания (сплошь и рядом ошибочного, о чем геологи всегда стыдливо умалчивают!), изучения шлифов и прото-



Рис. 1. Снежки в русле Погурей-Егарта. Начало июля 2002 г.

лочек и литохимической диагностики, т. е. интерпретации данных силикатных анализов. По нашему глубокому убеждению, основанному на многолетнем опыте [15], только третье (правда, в сочетании с двумя первыми!) позволяет правильно определить горную породу.

В табл. 1 и на рис. 4 показана та литохимическая основа, на которой построен профиль — *модульная диаграмма* в координатах «ГМ (гидролизатный модуль) — сумма щелочей» [15, с. 116]. Для выделения *кластеров*, т. е. групп близких пород, для которых возможно усреднение, использовались и другие (вспомогательные) мо-

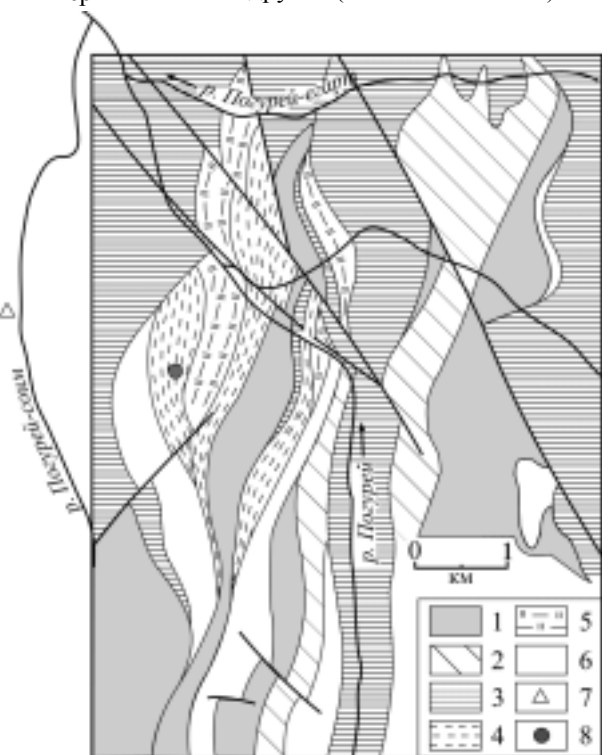


Рис. 2. Обзорная карта района Пага-Погурей.

По В. А. Аристову и С. В. Руженцеву [1], с упрощениями и дополнениями.

1 — погурейская свита (C_3-O_{1t}); 2 — кокпельская свита ($C_3?-O_{1t}$); 3 — грубеинская свита (O_{1a}); 4—6 — черногорская серия (O_2-D_{3ft}): 4 — O_2-S_1 , 5 — $S-D_1$, 6 — D_{2-3} ; 7 — местонахождение базового лагеря отряда И. В. Козыревой; 8 — г. Сев. Кокпела (у В. А. Аристова и С. В. Руженцева — г. Черная)



дульные диаграммы, которые здесь не приводятся*. Процедура кластеризации приводит к распадению исходного множества анализов на два подмножества — *кластеры*, т. е. средние составы, и отдельные *составы вне кластеров*, не подлежащие усреднению вследствие существенных отличий отдельных параметров (например, карбонатности — содержания CO_2 , или титанистости — значения титанового модуля ТМ, и т. д.) [15, с. 141]).

Модульные диаграммы

Обычно мы изображаем и кластеры, и «составы вне кластеров» (табл. 2) на единой модульной диаграмме. Но в данном случае таких составов так много, что это загромодило бы рис. 4, поэтому для них дана отдельная модульная диаграмма — рис. 5.

Итак, в табл. 1, 2 и на рис. 4, 5 даны средние и индивидуальные составы *литотипов* и отвечающих им *хемотипов*; однако два литотипа в табл. 1 удается по комплексу признаков подразделить на две разновидности. Иногда разновидности оказываются одноименными хемотипами (например, два кластера псев-

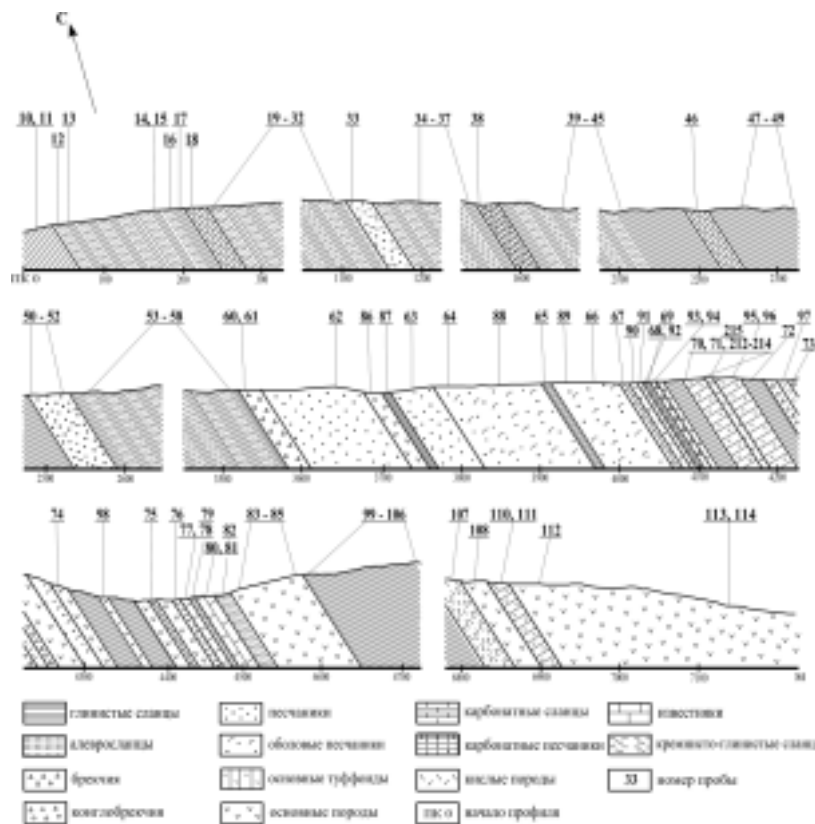


Рис. 3. Схематический геологический разрез по руч. Погурей-Егарт

Таблица 1

Средний химический состав горных пород из разреза по ручью Погурей-Егарт, %

Компоненты и модули	Кластеры											
	Ia	Ib	Ic	IIa	IIb	IIc	IIId	IIIa	IIIb	IIIc	IVa	IVb
	Диабазы	Основные туффоиды	Туффоиды	Глинистые сланцы		Черные глинистые сланцы	Карбонатные сланцы	Песчаники	Алевросланцы		Кварцевые песчаники	Фтаныты
	Псевдо-гидролизаты	Псевдо-гидролизаты	Щел. псевдо-сиаллиты	Псевдо-сиаллиты	Псевдо-сиаллиты	Щел. нормо-сиаллиты	Щел. нормо-сиаллиты	Мно-силиты	Гипо-сиаллиты	Щел. нормо-сиаллиты	Нормо-силиты	Нормо-силиты
n	6	3	2	4	23	2	2	2	7	3	2	2
SiO ₂	50,21	52,41	56,56	59,70	61,53	59,08	58,70	72,56	65,84	63,99	85,13	81,66
TiO ₂	1,22	0,97	1,04	0,97	0,98	0,98	0,89	0,59	0,87	0,99	0,45	0,29
Al ₂ O ₃	16,36	18,22	19,04	15,74	16,02	18,83	14,00	10,38	14,31	14,75	5,60	5,43
Fe ₂ O ₃	4,71	3,72	3,28	2,92	2,50	1,58	1,77	2,38	2,10	2,20	1,35	1,22
FeO	5,95	9,74	5,21	5,70	5,54	5,24	4,60	3,47	4,84	4,57	3,48	2,41
MnO	0,18	0,20	0,15	0,40	0,27	0,13	0,36	0,33	0,30	0,18	0,09	0,43
FeO	7,22	3,55	3,05	3,65	3,08	2,67	2,28	2,48	2,85	2,69	0,99	1,37
CaO	3,31	0,40	0,23	1,40	0,60	0,38	4,82	1,01	0,62	0,59	0,17	2,00
Na ₂ O	3,45	0,81	1,39	1,45	1,92	2,02	1,43	1,08	1,59	1,65	0,41	0,62
K ₂ O	1,17	4,14	5,42	2,38	2,96	4,02	3,60	1,26	2,63	3,78	0,80	0,72
P ₂ O ₅	0,19	0,15	0,14	0,11	0,12	0,09	0,21	0,08	0,10	0,29	0,06	0,04
П.п.п.	5,84	5,53	4,62	4,92	4,41	4,79	7,02	3,38	3,89	3,84	1,81	3,48
Сумма	99,79	99,85	100,10	99,32	99,94	99,78	99,68	98,97	99,95	99,54	100,32	99,65
C _{орг}		0,18	0,18		0,21	0,20				0,15		0,14
CO ₂	0,77	0,19	0,19	1,06	0,30	0,01	3,63	0,53	0,85	0,10	0,11	1,50
ГМ	0,57	0,63	0,51	0,43	0,41	0,45	0,37	0,24	0,34	0,35	0,13	0,12
ФМ	0,36	0,33	0,21	0,21	0,19	0,16	0,15	0,12	0,15	0,15	0,07	0,07

Примечание: n — количество образцов

* Заметим, что гидролизатный модуль ГМ имеет *генетический смысл* только для осадочных пород и параметаморфитов. Для пород изверженных вместо него лучше использовать *фемический модуль* ФМ [15, с. 127]. Однако, поскольку на рис. 4 и 5 показаны составы как изверженных, так и осадочных пород, для экономии места мы ограничились диаграммой с ГМ, учитывая, что процедура кластеризации от этого не меняется.



досиаллитов в литотипе «глинистые сланцы»), иногда разными (например, гипосиаллиты и щелочные нормосиаллиты, на которые распадается литотип «алевросланцы» — (кластеры IIIb и IIIc). Таким образом, в данном случае «литологическая реальность» оказывается богаче «литохимической реальности» — 10 литотипов против 7 хемотипов, однако мы знаем и примеры обратного свойства, когда геохимик может выделить разновидности, которые литолог не различал [15, с. 172]). В данном случае геохимик берет реванш в табл. 2, где появляются

такие экзотические хемотипы, как сиферлиты, псевдосиферлиты и алкалиты [15, с. 214, 243]).

Молдвожская свита R_3 — E (или V — E ?)

К этой свите мы, вслед за рядом предшественников, относим эффузивные и пирокластические породы основного и кислого составов.

Базиты и их дериваты — апобазитовые сланцы и туффоиды

Это три кластера I a, b, c в табл. 2 и на рис. 4, а также 14 образцов — 83, 84, 95, 107, 109, 110, 111, 213, 214, 219,

221, 223, 229, 233 в табл. 3 и на рис. 5. Кроме того, мы располагаем также анализами 11 образцов методом РФА. Ввиду того, что этот анализ (искусственно подгоняющий сумму к 100 %) может давать значительные ошибки, мы не использовали эти данные в литохимической процедуре (т. е. в табл. 2, 3 и на рис. 4 и 5). Однако «в окружении» достаточного количества хороших силикатных анализов аналогичных пород, сделанных надежным «мокрым» методом, данные РФА также можно использовать — хотя бы в целях грубой диагностики пород. Эти породы на профиле встре-

Таблица 2

Химический состав горных пород из разреза по ручью Погурей-Егарт (вне кластеров), %

Компоненты и модули	Составы вне кластеров														
	83	84	95	110	111	208	213	214	219	221	223	229	233	92	97
	Базиты, апобазитовые сланцы, основные туффоиды													Риолиты и апоапоритовые сланцы	
	Псевдо- сиаллит	Щел. псевдо- сиаллит	Псевдо- гидро- лизат	Псевдо- сиаллит	Щел. псевдо- гидро- лизат	Псевдо- гидро- лизат	Щел. сифер- лит	Псевдо- сиаллит	Карб. псевдо- гидро- лизат	Карб. псевдо- гидро- лизат	Карб. псевдо- сиферлит	Щел. псевдо- гидролизат	Псевдо- сиаллит	Алкалиит	Щел. нормо- силит
SiO ₂	50,96	48,02	44,90	58,50	51,52	38,66	57,56	58,12	37,40	41,88	37,56	53,92	46,04	72,46	71,64
TiO ₂	1,01	0,81	2,11	0,90	1,15	0,97	1,41	1,01	1,82	1,31	0,88	1,28	1,18	0,20	0,76
Al ₂ O ₃	13,02	13,87	14,18	14,13	18,96	17,84	13,01	14,37	15,04	13,69	9,76	16,05	12,83	14,18	13,45
Fe ₂ O ₃	5,50	4,76	12,87	4,64	2,36	6,04	15,38	6,26	10,62	7,44	5,74	3,35	7,44	0,26	1,38
FeO	4,78	4,34	2,89	5,12	7,00	10,25	0,70	2,75	3,03	3,65	2,64	3,09	2,94	0,42	1,18
MnO	0,190	0,170	0,220	0,210	0,140	0,290	0,070	0,190	0,280	0,270	0,310	0,160	0,200	0,000	0,066
MgO	6,26	4,98	5,11	3,44	4,23	8,37	1,96	4,54	7,43	5,72	3,82	6,91	7,77	0,10	1,22
CaO	9,20	7,74	5,82	4,39	1,43	11,30	1,67	2,95	8,86	9,99	18,62	3,47	8,14	0,40	1,47
Na ₂ O	3,02	3,57	2,44	3,26	4,97	0,88	0,51	0,45	0,66	2,39	2,11	4,49	2,85	1,99	4,08
K ₂ O	0,29	2,44	1,49	0,68	2,44	0,21	4,49	3,04	2,93	1,32	0,71	0,74	0,40	9,16	2,56
P ₂ O ₅	0,150	0,130	0,170	0,310	0,300	0,460	0,210	0,170	0,210	0,190	0,140	0,300	0,180	0,034	0,110
П.п.п.	5,67	9,44	7,25	4,35	4,82	4,39	3,10	5,58	10,98	11,03	16,99	5,48	9,11	0,65	2,29
Сумма	100,05	100,27	99,45	99,93	99,32	99,66	100,07	99,43	99,26	98,88	99,28	99,24	99,08	99,85	100,21
С _{орг}				0,11											
CO ₂	2,17	5,80	3,51	0,02	0,05	0,11	0,48	1,10	5,65	6,96	13,96	1,56	5,35	0,25	0,57
ГМ	0,48	0,50	0,72	0,43	0,57	0,92	0,53	0,42	0,82	0,63	0,51	0,44	0,53	0,21	0,24
ФМ	0,33	0,30	0,47	0,66	0,47	0,65	0,31	0,24	0,57	0,41	0,33	0,25	0,40	0,01	0,05
ТМ	0,078	0,058	0,149	0,064	0,061	0,054	0,108	0,070	0,121	0,096	0,090	0,080	0,092	0,014	0,057
ЩМ	10,41	1,46	1,64	4,79	2,04	4,19	0,11	0,15	0,23	1,81	2,97	6,07	7,13	0,22	1,59

Окончание табл. 2

Компоненты и модули	Составы вне кластеров														
	107	132	232	18	38	51	63	66	67	89	90	94	98	215a	60
	Кремнисто-глинистые сланцы			Карбо- натные сланцы	Песчаники и карбонатные песчаники										Фтаниты
	Щел. миоси- лит	Псевдо- силит	Гипо- сиаллит	Нормо- сиаллит	Нормо- силит	Мио- силит	Щел. миоси- лит	Карб. щел. псевдо- сиаллит	Карб. нормо- силит	Щел. сиаллит	Нормо- силит	Нормо- силит	Супер- силит	Супер- силит	Нормо- силит
SiO ₂	70,76	68,98	67,74	57,88	68,48	71,64	65,06	48,54	56,32	45,14	79,04	75,04	89,16	89,50	80,20
TiO ₂	0,71	0,65	0,81	0,70	0,36	0,55	0,65	0,75	0,25	0,66	0,82	0,53	0,24	0,14	0,35
Al ₂ O ₃	11,59	10,86	12,90	11,55	6,33	11,69	12,43	12,92	5,47	11,64	8,80	10,01	4,63	3,42	6,56
Fe ₂ O ₃	2,34	2,24	3,94	6,73	1,14	3,11	1,79	2,52	0,37	1,76	1,00	3,75	0,31	0,58	1,38
FeO	2,67	5,52	4,00	1,43	2,55	3,24	2,17	2,87	0,81	2,33	1,38	0,83	0,41	1,00	2,42
MnO	0,056	0,340	0,040	0,190	0,470	0,250	0,063	0,100	0,400	0,100	0,030	0,046	0,050	0,022	0,370
MgO	1,94	3,29	2,37	2,48	1,50	2,53	1,34	1,65	0,40	1,64	1,60	1,10	0,30	0,30	1,98
CaO	1,08	1,08	0,22	6,98	8,28	0,45	3,96	12,20	18,30	16,27	1,58	1,79	0,79	1,14	2,15
Na ₂ O	2,72	1,24	0,18	0,53	0,52	1,53	1,16	0,55	1,90	0,78	2,05	0,73	1,48	0,63	0,70
K ₂ O	2,38	1,52	4,67	3,52	1,23	1,63	5,61	5,25	0,59	4,51	2,11	3,18	0,83	0,98	0,75
P ₂ O ₅	0,075	0,140	0,110	0,120	0,056	0,076	0,160	0,170	0,023	0,160	0,090	0,094	0,024	0,470	0,040
П.п.п.	3,12	4,13	3,10	7,80	8,59	2,87	4,99	12,02	15,01	15,34	2,30	2,84	1,04	1,41	3,30
Сумма	99,44	99,99	100,08	99,91	99,51	99,57	99,38	99,54	99,84	100,33	100,80	99,94	99,26	99,59	100,20
С _{орг}	0,36	0,23			0,020										
CO ₂	0,05	0,26	0,11	4,75	6,74	0,05	2,62	9,57	14,54	12,57	0,70	0,86	0,52	0,05	1,26
ГМ	0,25	0,28	0,32	0,36	0,16	0,26	0,26	0,39	0,13	0,37	0,15	0,20	0,06	0,06	0,14
ФМ	0,10	0,17	0,15	0,19	0,08	0,13	0,08	0,15	0,04	0,13	0,05	0,08	0,01	0,02	0,08
ТМ	0,061	0,060	0,063	0,061	0,057	0,047	0,052	0,058	0,046	0,057	0,093	0,053	0,052	0,041	0,053
ЩМ	1,14	0,82	0,04	0,15	0,42	0,94	0,21	0,10	3,22	0,17	0,97	0,23	1,78	0,64	0,93

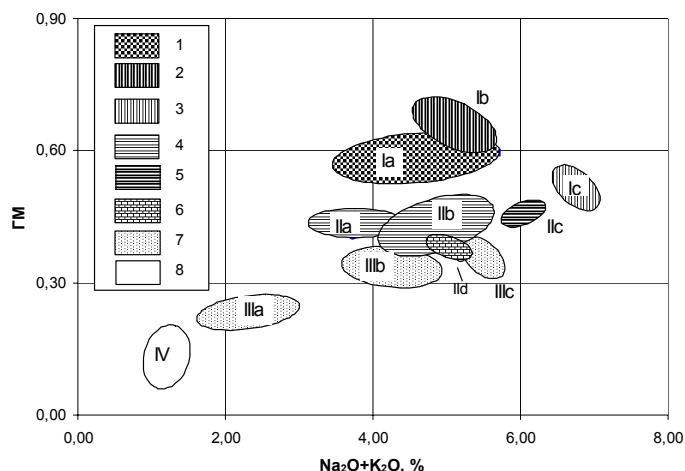


Рис. 4. Модульная диаграмма горных пород из разреза по руч. Погурей-Егарт.

1 — диабазы; 2 — основные туффоиды; 3 — туффоиды; 4–6 — сланцы: 4 — глинистые, 5 — черные глинистые, 6 — карбонатные; 7 — песчаники и алевросланцы; 8 — силициты

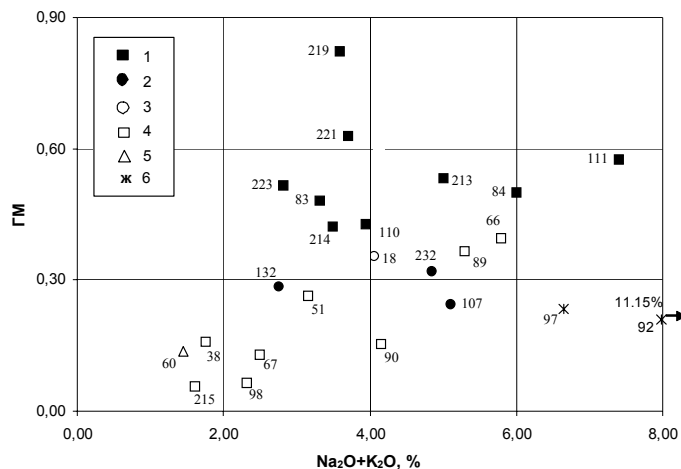


Рис. 5. Модульная диаграмма горных пород из разреза по руч. Погурей-Егарт.

1 — базиты, апобазитовые сланцы, основные туффоиды; 2 — кремнисто-глинистые сланцы; 3 — карбонатные сланцы; 4 — песчаники и карбонатные песчаники; 5 — фтаныты; 6 — риолиты и априолитовые сланцы

чены в интервалах 4100—4600 м, а также значительно восточнее — в районе 6900 м. Конечно, это дело свободного выбора — относить ли их к молдвожской (или к кокпельской) свитам фундамента, или, по Н. В. Лютикову, к вулканогенно-осадочной молдвожской фации грубеинской свиты. Литохимия такие вопросы не решает: для этого надобно найти хоть какую-нибудь ракушку или конодонтика в осадочном прослое — это бы решило вопрос отнесения их к ордовики. Поскольку фауны не найдено и нет данных изотопного датирования, никто нам не запрещает, вслед за многими геологами, считать базальтоиды и их дериваты образованиями рифей-вендского (или венд-кембрийского?) фундамента. Заметим, что если в интервале 4100—4600 м базальтоиды находятся в близком соседстве с песчаниками (скорее всего погурейскими, O_{1pg}), а также с пестроцветными грубеинскими сланцами O_{1gr} (что и создает соблазн отнесения базальтоидов к ордовики!), то в восточных выходах они ассоциируются с туфогенными черными сланцами и небольшими прослоями мраморовидных известняков. Такая ассоциация для ордовика невозможна, зато является совершенно обычной для бедамельской свиты R_3 на Полярном Урале [4, с. 192] или для ее аналога на Приполярном Урале — мороинской свиты R_3 [4, с. 37].

Характерный состав имеет черный сланец (обр. 107), находящийся в тесной ассоциации с диабазовыми туфами. В шлифе эта порода определяется как гли-

нисто-кремнистый сланец, а по анализу видно, что это явный туффоид, содержащий около 25 % нормативного плагиоклаза и более 28 % фенгита и хлорита, а также примесь эпидота (около 3 %).

В среднем же отличия туффоидов (кластер Ib) от диабазов (кластер Ia) состоит в несколько меньшей фемичности (фемический модуль, ФМ, 0.33 против 0.36), несколько большей общей щелочности и заметно пониженной титанистости (титановый модуль, ТМ, 0.053 против 0.075), в гораздо меньшем содержании MgO и CaO . Весьма значительно различие в соотношении щелочей: диабазы — породы натровые (щелочной модуль, ЩМ, 2.9), а туффоиды — калиевые (ЩМ 0.2). Соответственно в нормативном минеральном составе сильно отличаются содержания плагиоклаза (~7 против ~35 %, причем в туффоиде плагиоклаз получается очень кислым) и фенгита (35 против ~10 %).

Еще сильнее от состава диабазов отличаются калиевые туффоиды кластера Ic: если бы не «родимое пятно» — слегка повышенная магнезиальность, заставляющая аттестовать их как псевдосиллиты, эти породы, иногда имеющие вид черных сланцев, можно было бы принять за нормальные глинистые сланцы. Доминирующими нормативными минералами здесь являются фенгит (~47 %) и кварц (~21 %) при значительно меньшем содержании хлорита (~14 против 28—30 % в первых двух кластерах).

Наиболее замечательными образованиями в молдвожской толще являются породы двух типов:

— туфоконгломераты — «жерловая фация»;

— красные («керамические») гематитовые сланцы, которые и были, очевидно, ошибочно приняты ранее за диаспориты [7].

Туфоконгломераты образуют небольшой слой в обнажении, более или менее согласный с вмещающими породами грубеинского облика. В поле их легко принять за нормальные осадочные породы, что и было сделано А. И. Водлазским в 1958 г., и «логично» отнести к погурейской свите. Выходы их на бечевнике правого берега Погурей-Егарт тянутся на протяжении 15 м. Обломки габбро и диабазов разной степени окатанности, размером от долей сантиметра до 3×5 см имеют красный (гематит), зеленый (хлорит) и серый (серицит и карбонат) цвета (рис. 6). Цементирующая масса в них также имеет диабазовый состав и представлена мелкогалечным конгломератом (рис. 7).

Красные звонкие «керамические» сланцы находятся в непосредственном соседстве с туфоконгломератами и, очевидно, представляют собой различные продукты гематитизации, серицитизации и карбонатизации интрузивных габбро и/или излившихся базальтов. Для них характерно высокое содержание железа ($Fe_2O_3 + FeO$ от 9 до 16 %), вследствие чего некоторые из них аттестуются как сиферлиты (железный модуль, ЖМ, более 0.75). Они либо сильно слюдястые (обр. 213—214, содержащие 26—30 % нормативного фенгита), либо заметно карбонатные (обр. 95, 221, 223,



Рис. 6. Диабазовые туфоконгломераты «жерловой фации» на правом берегу р. Погурей-Егарт.
Фото Я. Э. Юдовича

содержащие 10—20 % нормативного карбоната). В тяжелой фракции из протолки обр. 222 найдено четыре знака золота довольно разнообразной формы — в виде удлинённых пластинок, изометричных зерен и дендритов. Эта интересная находка показывает, что вся эта ассоциация «жерловой фации», т. е. туфоконгломераты и сопровождающие их звонкие «керамические» красные сланцы, может быть золотоносной. Во всяком случае нейтронно-активационный анализ обр. 221 показал 51 мг/т Au, обр. 95 — 31 мг/т. Эти содержания в 10—15 раз превышают кларк золота в земной коре.

Риолиты и их дериваты — кислые туфы и апориолитовые сланцы

Следует признать, что у нас с этими породами (как и у многих наших предшественников, никогда в том не признававшихся!) получился конфуз: в поле мы «видели» гораздо больше «риолитов», чем их оказалось на самом деле, т. е. по шлифам и анализам. Большинство цветных (красных, зеленых, пятнистых) «риолитов» оказались сливными кварцитами... Достоверно установлены кислые эффузивы в непосредственной близости от туфоконгломератов (отчего у нас и был сильнейший соблазн назвать и звонкие «керамические» красные гематитовые сланцы дериватами риолитов — ведь именно так выглядят малдинские диаспориты!). Имеются ли кислые эффузивы и их туфы в других местах профиля — пока не очень ясно. На карте Голдина-Рябкова показана широкая полоса «туфитов ордовика» в интервале примерно 3.0—3.5 км от устья Погурей-Егарта; скорей всего это грубеинские алевросланцы, туффоидную природу которых допускал еще К. Г. Войновский-Кригер.

Пока что анализов заведомых риолитов так мало, что мы не можем даже сформировать кластера риолитов (см. табл. 2). Отметим лишь, что среди этих кислых пород есть и существенно полевошпатовые (обр. 92 — больше 50 % нормативного ортоклаза), аттестуемые как *алкалиты*. Если бы не вполне типичная риолитовая структура, такой состав можно было бы принять за щелочную породу — трахит.

Кроме того, в явном риолитовом туфе (обр. 97) имеются обломки осадочных пород — кварцитовидного песчаника и какого-то сланца. Поскольку в рифейском фундаменте кварциты известны только в маньхо-

ков, которые скорей всего образуют среднюю пачку погурейской свиты. На картах А. И. Водолазского [2], Б. А. Голдина и Ю. И. Рябкова [7] эти песчаники отнесены к ордовика, а на новейшей карте геологов ГИНА [1] — на самом ручье никаких песчаников вообще не показано. Впрочем, нельзя исключить, что это более молодые, девонские песчаники. Во всяком случае, на старой (1943 г.) карте К. Г. Войновского-Кригера и И. Н. Сулимова [2] в интервале 2.5—3 км от устья Погурей-Егарта показана полоса пагинской свиты девона, которая всегда опознавалась только по наличию песчаников. Эта полоса тянется на юг и выходит выше устья ручья (где мы в самом деле среди черных кремнистых сланцев наблюдали и несколько пластов песчаников). Однако следует заметить, что в Лемвинской зоне зеленые кварцитовидные песчаники известны и в харбейшорской свите (O_{2-3chs}), лежащей непосредственно на грубеинской [16].

В итоге мы принимаем трактовку А. И. Водолазского и считаем выходы песчаников в каньоне ордовикскими — отчасти погурейскими, а отчасти, может быть, харбейшорскими (определений брахиопод у нас, к сожалению, пока нет).

Полевошпат-слюдисто-кварцевые и карбонатные песчаники

Это кластеры IIIa, IIд, обр. 38, 51, 61, 63, 66—67, 89—90, 94, 98.

Кварцитовидные песчаники (кластер IIIa) имеют гранобластовую структуру, сложены кварцем (58 %), кислым плагиоклазом и фенгитом (по ~10 %), содержат много хлорита (~16 %). Среди песчаников есть разновидности, часто имеющие вид сланцев: слюдисто-карбонатные (кластер IIд, содержащий 31 % фенгита и около 8 % карбоната), мало-слюдистые карбонатные (обр. 38, 15 % карбоната) и субаркозовые карбонатные (обр. 67, около 17 % плагиоклаза и 33 % карбоната). В этих разновидностях карбонат образует раскристаллизованный базальный цемент.

Особенно интересны разновидности, переполненные карбонатными раковинами брахиопод (указание о повышенном содержании в них фосфора [7])

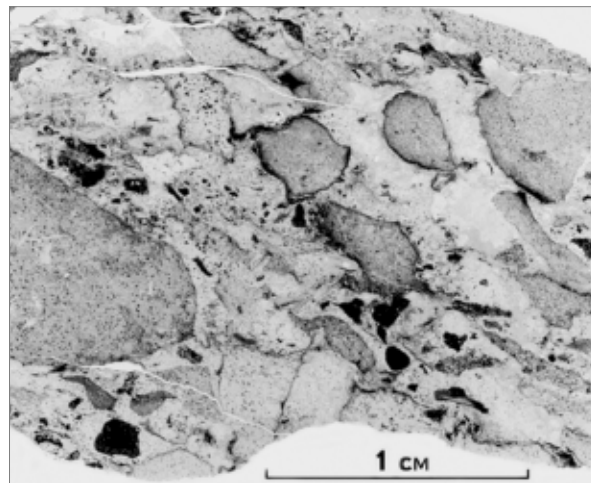


Рис. 7. Базальтовый туф с литокластической структурой и обломочной текстурой. Обр. 233а из кол. студента-дипломника М. М. Афонькина, снимок без анализатора

беинской ($R_1(?)mhb$) и хобеинской (R_3hb) свитах, такой состав туфа создает соблазн омоложения возраста риолитов — отнесения их, например, к девону (?!). Впрочем, других оснований для такой «смелой» трактовки пока не видно.

Погурейская свита $\epsilon_3?$ — O_{prg}

К сожалению, легко узнаваемых полимиктовых погурейских конгломератов в каньоне Погурей-Егарта нет, следовательно, нет и самых низов погурейской свиты. Однако имеется довольно мощная пачка кварцитовидных песчаников и алевролитов, в том числе весьма замечательных брахиоподовых песчани-

не подтвердилось), например такие, как обр. 66 и 89. По существу это брахиоподовые банки (рис. 8).

Под микроскопом видно, что створки раковин брахиопод размером до 1×0.5 см, чаще $(0.3-0.5) \times (0.2-0.3)$ см, сложенные микрозернистым карбонатом, погружены в хлорит-слюдистый матрикс (43—49 %), содержащий примесь зерен кварца (18—21 %) и плагиоклаза (5—7 %).

Грубеинская свита O_1gr

Выходы легко узнаваемых в поле сланцев грубеинской свиты образуют обширные поля в интервалах 0—3600 м от начала профиля и далее от 4700 м почти до самого конца.

Красные и зеленые глинистые сланцы и алевросланцы

Это кластеры IIa , b и частично $IIIb$ и образцы, проанализированные методом РФА: 16, 24, 26, 27, 29, 31, 32, 35—37, 56, 76, 99—101, 104—106, 224, 226 — глинистые сланцы; 11, 13—15, 21, 23, 34, 39, 40, 53, 55, 102, 103, 105, 212, 215a, 220 — алевросланцы.

Состав этих сланцев чрезвычайно однообразен и отвечает двум очень близким разновидностям псевдосиаллитов: а) несколько более кварцевой карбонатсодержащей (кластер IIa , в нормативном составе которого около 37 % кварца и около 3 % карбоната), б) несколько более полевошпатовой, бескарбонатной (кластер IIb , содержащий около 17 % плагиоклаза против ~12 % в кластере IIa). Наиболее кварцевые разновидности грубеинских сланцев попадают в кластер $IIIb$, где их, к сожалению, только по химическому составу нельзя отличить от некоторых черных кремнисто-глинистых сланцев моллюдшорской свиты (см. ниже). Грубеинские породы иногда рассечены кварцевыми жилами. Так, алевросланцы, ассоциирующиеся с апобазитовыми сланцами и туффоидами (в интервале 4190—4200 м), разбиты многочисленными согласными и секущими кварцевыми прожилками мощностью от 1 до 20 см. В одной из таких прожилок было обнаружено два знака золота, по морфологии несколько отличающегося от того, что было найдено в «керамических» сланцах: одна золоти́на (размером 0.1 мм) представлена шестигранной пластинкой (кристалл, уплощенный по грани октаэдра), другая (размером до 0.15 мм) — ярко-желтым «губчатым» зерном. Как было установлено еще

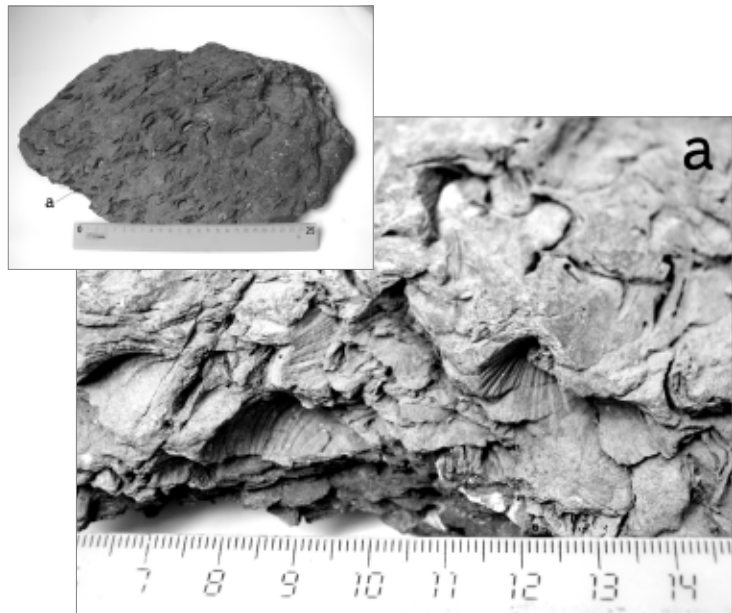


Рис. 8. Брахиоподовая банка. Обр. 66, пр. берег руч. Погурей-Егарт, в 4 км от устья. Фото С. И. Плосковой

много лет назад К. Г. Войновским-Кригером, красная окраска грубеинских сланцев (которую часто именуют лиловой или вишневой) обусловлена наличием дисперсного гематита или гетита, а зеленая — присутствием хлорита, а также (как это теперь стало ясно) зеленоватого фенгита. Все геологи, работавшие в Лемвинской зоне, отдали дань объяснению причин частого чередования в разрезе зеленых и красных сланцев. Ближе всех к истине, по-видимому, оказался М. А. Шишкин, давший ультрасовременное толкование в терминах тектоники плит: красные сланцы — это фоновые окисленные глубоководные осадки, а зеленые — аллохтонные восстановленные осадки, периодически забрасываемые в батиналь с шельфа турбидными потоками [16, с. 24].

Моллюдшорская ($O_{2-3}ms$) и харотская (S_1-D_1hr) черносланцевые свиты

Эти толщи развиты главным образом на правобережье Погурей выше устья Погурей-Егарта, но отчасти прослеживаются и в нашем каньоне, где, вероятно, образуют тектонические клинья в поле грубеинской свиты. Различить их невозможно, и поэтому есть свой резон в предложении московских геологов объединить эти черносланцевые толщи в единую «черногорскую серию».

Черные сланцы

Это глинистые (кластер IIc), алевроглинистые и кремнисто-глинистые сланцы (часть кластера $IIIb$

и кластер $IIIc$, обр. 132, 232); фтаниты (кластер IVb , обр. 60); известняки (обр. 77, 78, 80, 81).

Здесь перед литохимией встает трудная проблема, можно сказать, бросающая нам вызов: как отличить алевросланец от кремнисто-глинистого сланца, если они могут быть настолько близки по составу (сиаллиты), что попадают в один кластер? То, что проблема действительно актуальна, ясно каждому геологу: ведь биогенно-хемогенные кремнистые породы-силициты — важный индикатор условий седиментации и, в частности, глубоководных [14]. Однако если массивный фтанит (силицит) легко отличить от кварцевого песчаника (псаммита) по микроструктуре, то шлифы черных сланцев доказательной информации, увы, не дают. Мы наблюдаем в них микрополосчатую сильно пигментированную «фельзитоподобную» существенно кварцевую мелкозернистую ткань, которая вполне может быть и алевролитом, и отчасти перекристаллизованным силицитом. Лишь находка радиолярий или губок могла бы помочь, но никакой кремневой фауны в шлифах не видно. Все же литохимия дает некоторую подсказку: если нормативный пересчет показывает много плагиоклаза (например, в обр. 132 около 11 % нормативного плагиоклаза), то это скорее всего алевросланец. Если же при примерно одинаковом содержании кварца в пробе доминируют хлорит и фенгит (обр. 232 — 51 против 23—28 %),



то это, вероятно, кремнисто-глинистый сланец.

Что касается известняков, встреченных на профиле примерно в 4500 м от начала, то мы условно относим их к харотской свите, поскольку ни в каких других лемвинских свитах древнее D_3 известняков нет. Эти породы содержат 19—34 % нерастворимого остатка, имея чисто кальцитовый состав со слегка повышенным содержанием MnO (до 0.49 %) и с окололарковым содержанием Sr (180—580 г/т).

Пагинская свита D_2 — D_3^1 pg

При отсутствии определений конodontов единственный критерий для выделения пагинской свиты — это присутствие пластов кварцевых песчаников. В то же время другие литотипы пагинской свиты (такие, как черные алевросланцы или кремнисто-глинистые сланцы) могут внешне ничем не отличаться от харотских. Вообще, пагинская свита — пример исключительного «коварства» природы: дело в том, что, как это установил еще сам К. Г. Войновский-Кригер, в терригенных пагинских песчаниках (материал которых был заброшен с шельфа на континентальный склон и подножие в период девонской регрессии [16]) имеется аутигенная кремнистая примесь!

Кварцевые песчаники

Породы кластера IVa аттестуются как нормосилиты и содержат около 77 % нормативного кварца, почти 11 % хлорита и около 6 % слюды. Цемент в песчаниках бывает двоякого рода: либо поровый слюдисто-хлоритовый, либо базальный серицит-кремнистый (!). В этом случае как раз вполне возможно, что кремнистый материал цемента был аутигенным и биогенным.

Некоторые выводы

В профиле по руч. Погурей-Егарт выходят, как установили наши предшественники, осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи возрастом от верхнего рифея до верхнего девона.

1. Характер межформационного контакта уралиды/доуралиды здесь неясен, так как границы между базальтоидами и риолитами молдвожской свиты и отложениями погурейской и грубеинской свит здесь скорее всего тектонические. И хотя погурейскую свиту (C_3 ?— O_1pg) Лемвинской зоны сопос-

тавляют по возрасту с алькесвожской толщей (C_3 — O_1al) Центрально-Уральского поднятия [12], история развития этих двух регионов существенно различалась. Если алькесвожская толща является голотипом *лепигенной формации* [4, с. 112], то погурейская свита к ней не относится.

2. Нами не обнаружено никаких признаков древних кор выветривания в зоне межформационного контакта и не найдено диаспорсодержащих глиноземистых пород [7]. Возможность пропустить их мы исключаем ввиду детального характера пройденного нами профиля. Наиболее похожие внешне на малдинские диаспориты красные «керамические» сланцы оказались диабазовыми слюдисто-карбонатно-гематитовыми туффоидами с признаками повышенной золотоносности.

3. Весьма проблематичным является положение в разрезе брахиоподовых песчаников. Эти явно мелководные образования контрастируют с большинством глубоководных лемвинских толщ [16].

4. Характер толщи, выходящей вблизи линии контакта с гипербазитами (черные глинисто-кремнистые сланцы-туффоиды, базальтовые туффоиды, известняки), вполне аналогичен бедамельской свите (R_3bd) Полярного Урала и мороинской свите (R_3mr) — Приполярного.

5. На материалах уникального разреза по руч. Погурей-Егарт литохимическая методика в очередной раз доказала свою высокую эффективность для изучения толщ сложного состава и спорного генезиса. Особенно полезна литохимия для диагностики пород с примесью пирокластики — туффоидов. Остальные проблемы (в частности, различие алевроглинистых сланцев от кремнисто-глинистых), как можно надеяться, будут решены в дальнейшем, при более детальных и целеустремленных исследованиях.

Литература

1. Аристов В. А., Руженцев С. В. Стратиграфия сланцево-кремнистых и вулканогенно-осадочных отложений палеозоя и история геологического развития Полярного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000. Т. 8. № 2. С. 9—18. 2. Водозлазский А. И., Гуренчук Г. П., Рамм Э. М. и др. Геологическое строение территории листов Q-41-54-B (г), Г (в, г), 55-B (в), 66-A (б, г), Б, В (б), Г (а, б), 67-A (а, в), В (а): Отчет

Кокпельской ГПСП о геологической съемке м-ба 1:50000 по работам 1965—67 гг. Воркута, 1968. 267 с. 3. Войновский-Кригер К. Г. Ордовик Лемвинской фациальной структурной зоны // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960. Т. 35. Вып. 3. С. 51—68. 4. Геохимия древних толщ севера Урала / Отв. ред. академик Н. П. Юшкин; ред.-сост. Я. Э. Юдович и М. П. Кетрис. Сыктывкар: Геопринт, 2002. 333 с. 5. Гессе В. Н. Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны // Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока европ. части СССР. Вып. 2. Москва: Госгеолтехиздат, 1963. 6. Глиноземистые и железистые породы Приполярного Урала / И. В. Козырева, Я. Э. Юдович, И. В. Швецова и др. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 102 с. 7. Голдин Б. А., Рябков Ю. И. Пагинско-Верхнепогурейская метабоксит-графит-фосфорит-сепиолитовая формация Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII Геол. съезда Респ. Коми. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 1999. С. 22—23. 8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (новая серия). Лист Q-41-XIX, XX (принят к изданию в 2001 г.). 9. Зона межформационного контакта в каре оз. Грубендигты / Я. Э. Юдович, Л. И. Ефанова, И. В. Швецова и др. Сыктывкар: Геопринт, 1998. 96 с. 10. Лютиков Н. В., Котельников В. Г., Кузьмин М. И. Информационный отчет по объекту «Геологическое доизучение м-ба 1:50000 Кокпельской площади на территории листов Q-41-54-B (г), Г (в, г), 55-B (б, в, г), 65-B (г), 66-A (б, в, г), 66-B и групповая геологическая съемка м-ба 1:50000 на площади листов Q-41-54-B (б), Г (а, б), 55-B (а) с общими поисками. Воркута, 1995, 186 с. 11. Озеров В. С. Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы, 1996. № 4. С. 28—37. 12. Озеров В. С., Озерова Э. Н. Составление карты масштаба 1:500000 закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, связанных с межформационной границей уралид (в пределах Республики Коми). Сыктывкар, 2003. С. 28—29. 13. Шишкин М. А. Геология зоны сочленения Елецких и Лемвинских фаций на западном склоне Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2003. 20 с. 14. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с. 15. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с. 16. Юдович Я. Э., Шишкин М. А., Лютиков Н. В., Кетрис М. П., Беляев А. А. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны севера Урала. Сыктывкар: Пролог, 1998. 340 с.