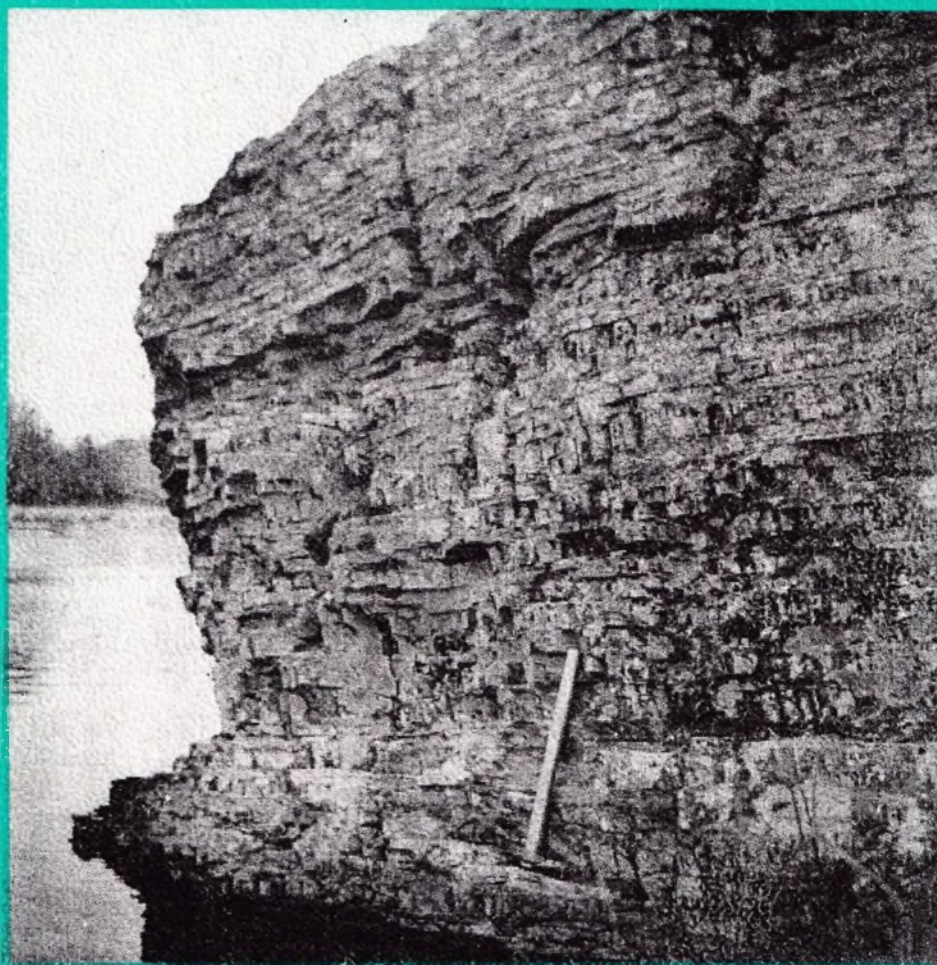


Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр

**ЛИТОГЕНЕЗ И ГЕОХИМИЯ
ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ
ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА**

Сборник №3



Сыктывкар 2000

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр

**ЛИТОГЕНЕЗ И ГЕОХИМИЯ
ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ
ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА
№ 3**

(Труды Института геологии, вып. 104)

Сыктывкар 2000

ЛИТОГЕНЕЗ И ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА. N.3. - Сыктывкар, 2000.- (Тр. Ин - та геологии Коми научного центра УрО Российской академии наук ; Вып. 104).

Представлены результаты литологических, минералогических и геохимических исследований осадочных формаций Тимано - Уральского региона. Помимо описания конкретных формаций, в сборник включены статьи, освещающие общие проблемы литохимии.

Сборник представляет интерес для специалистов в области литологии, минералогии, геохимии и поисков полезных ископаемых.

Ответственные редакторы

доктор геолого-минералогических наук А.И.Елисеев

доктор геолого- минералогических наук Я.Э.Юдович

ISBN 5-89606-068-8

© Коми научный центр УрО Российской АН, 2000

© Институт геологии Коми научного центра УрО Российской АН, 2000

ВВЕДЕНИЕ

В сборнике представлены статьи по литологии и геохимии осадочных толщ, отражающие исследования, которые ведутся в Институте геологии Коми научного центра в лаборатории литологии и геохимии осадочных формаций и в отделе геологии и геохимии горючих ископаемых.

Представленные материалы образуют два блока: литологический и геохимический. К первому относятся статьи А.И.Антошкиной, А.Н.Сандулы, Г.Ф.Семенова, Е.О.Малышевой, В.А.Салдина, С.А.Попова и В.А.Салдина. В них дается детальное описание ранее слабо изученных рифогенных карбонатов гряды Чернышева (А.И.Антошкина), рассматривается литология проблематичных карбонатных брекчий карбона Печорского Урала (А.Н.Сандула), сообщается о находке нижнекаменноугольного рифа на Пай-Хое (Г.Ф.Семенов) и описываются своеобразные карбонатные образования в перми Печорского бассейна (Е.О.Малышева). Две работы посвящены терригенным толщам флишевого типа Лемвинской структурно-фациальной зоны севера Урала. Впервые изучен состав глинистых минералов яйюской свиты (С.А.Попов, В.А.Салдин), а в раннепермской кечпельской толще выделены четыре группы конкреций, в их числе известные ранее своеобразные фосфатсодержащие шамотит-кремнистые конкреции (В.А.Салдин).

В работе Е.О.Малышевой впервые достаточно убедительно обосновано присутствие карбонатных кор (каliche) в верхнепермских толщах Печорского бассейна. Помимо большой научной важности этих образований как индикаторов субаэрального аридного осадкообразования, они могут иметь и прикладное значение (в Австралии с каличе связан интересный генетический тип концентраций урана).

Многолетнее изучение проблематичных карбонатных брекчий карбона все еще не привело к согласию противоречивые генетические концепции. Можно думать, что новые материалы, полученные аспирантом А.Н.Сандулой, приблизят решение этой генетической загадки. Почти столь же загадочным представляются и причины литологического своеобразия описанного А.И.Антошкиной рифоподобного тела на р. Шарью. Здесь также еще предстоит найти убедительные объяснения того, почему биоценоз рифостроителей выглядит таким угнетенным.

Весьма любопытны данные о присутствии смектита и каолинита среди глинистых минералов яйюской свиты карбона Лемвинской зоны помимо обычной хлорит-слюдистой ассоциации. Причины сохранности этих минералов в толщах, претерпевших глубокий катагенез, предстоит еще выяснить. Кроме того, В.А.Салдин пришел к выводу о том, что карбонатсодержащие фосфатно-кремнистые конкреции в кечпельском флише пользуются региональным распространением и могут иметь корреляционное значение.

В геохимическом блоке помещены статьи Я.Э.Юдовича и его сотрудников М.П.Кетрис, И.В.Козыревой и И.В.Швецовой, посвященные проблемам статистического исследования петрохимических модулей (гидролизатного, титанового и др.), описанию профиля древней метаморфизованной коры выветривания на хр. Росомаха и характеристике акцессорных минералов древней (среднерифейской?) щекурьюинской свиты Приполярного Урала, которые обуславливают типичные для этой толщи геохимические аномалии.

Выполненное на основе огромного материала статистическое исследование распределения петрохимических модулей показало, что границы в литохимии должны строиться на основе статистики, а не только по интуиции и на основе опыта (каким бы богатым он ни был). Исчезновение из химической классификации казавшегося столь необходимым класса гиперсиаллитов – убедительное подтверждение того, что без надежной статистики обозначаемые границы могут не отвечать природной реальности.

В последние годы сотрудниками Сыктывкарского Института геологии ведутся интенсивные исследования зоны межформационного контакта между метаморфическим рифейско-вендским комплексом фундамента (доуралиды) и осадочным палеозойским комплексом чехла (уралиды) на Приполярном Урале. Эта зона привлекает интерес вследствие наличия в ней перспективных рудопроявлений золота и редкоземельных элементов. Во многих местах региона в указанной зоне развиты хлоритоидные сланцы. На хр. Росомаха они могут рассматриваться как метаморфический эквивалент кембрийской коры выветривания, имевшей в основном каолинит-гидрослюдистый состав. Впрочем, профиль этой предполагаемой коры (статья Я.Э.Юдовича и др.) не обнаружил ясной зональности, что требует объяснения.

Особое место занимает статья, посвященная органической геохимии верхнеюрских горючих сланцев Сысольского бассейна (Д.А.Бушнев и др.). По результатам изучения полициклических биомаркеров, её авторами сделан нетривиальный вывод о сероводородном заражении наддонных вод сланценосного бассейна. Как известно, наш классик Н.М.Страхов это отрицал. Однако к выводам статьи приходится отнестись со всей серьезностью, ибо они получены с помощью прекрасной аналитической техники. Несомненно, что продолжение таких исследований принесет много новых открытий.

Разнообразие тематики, использование современной приборной и идейной баз (газожидкостной хроматографии, стратиграфии секвенций, литохимии и др.) делают сборник достойным внимания для стратиграфов, литологов и геохимиков, интересующихся вещественным составом осадочных толщ и связанными с ними полезными ископаемыми.

Памяти профессора В.Н.Шванова

ЧАСТОТНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ МОДУЛЕЙ В ЛИТОХИМИИ

Я.Э. ЮДОВИЧ, М.П. КЕТРИС

В последние 10-15 лет в Институте геологии Коми научного центра интенсивно разрабатывается геохимия породообразующих элементов осадочных и осадочно-метаморфических пород – *литохимия* [1-4]. Интерес геологов к этому перспективному направлению геохимии, позволяющему решать некоторые важные задачи диагностики, побудил нас в 1997 г. провести в Сыктывкаре Всероссийскую школу по литохимии.

Методика литохимических исследований базируется на системе петрохимических модулей, т.е. отношений петрогенных оксидов. Наиболее употребительны следующие модули:

ГМ – гидролизатный модуль – $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$,

ТМ – титановый модуль – $\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$,

ЖМ – железный модуль – $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$,

ФМ – фемический модуль – $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$,

НКМ – модуль нормированной щелочности – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$,

АМ – алюмокремниевый модуль – $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$,

ЩМ – щелочной модуль – $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$.

По величине гидролизатного модуля ГМ, железного модуля ЖМ и процентных содержаний отдельных компонентов построена химическая классификация осадочных пород и их метаморфических аналогов (см. таблицу.).

Как общее правило границы типов химической классификации (хемотипов) задавались таким образом, чтобы содержание титульного компонента составило 50% по массе. Это не всегда удается точно сделать ввиду полиминерального состава пород. Например, содержанию 50% CaCO_3 соответствует содержание CO_2 , равное 22%, а не “круглая” цифра 20%. Все соображения, оправдывающие указанные в таблице границы хемотипов, нами ранее подробно обсуждались [2-4], но важно то, что выбор той или иной границы можно оправдать содержательными соображениями.

Схема химической классификации осадочных пород и их метаморфических аналогов. [2, с. 31] с изменениями в части “классов”.

Типы пород	Подтипы	Классы
Силиты ГМ<0.30	Силиты <i>Псевдосилиты</i> – MgO>3%	Гипер-, супер-, нормо-, миосилиты
Сиаллиты и сиферлиты ГМ=0.31-0.55 Гидролизаты ГМ>0.55	Сиаллиты и сиферлиты <i>Псевдосиаллиты и псевдосиферлиты</i> – MgO>3% Гидролизаты <i>Псевдогидролизаты</i> – MgO>3%	Гипо-, нормо-, супер-, гипер- сиаллиты и сиферлиты Гипо-, нормо-, супер-, гипергидролизаты
Алкалииты Na ₂ O+K ₂ O >8%		Na, K
Карбонатолиты CO ₂ >20%	Ca+Mg+Fe+Mn Na	Ca, Mg, Ca-Mg, Mg(Fe), Ca-Fe-Mg-Mn и др.
Эвалориты SO ₃ >20% Cl, Br, J, F>20% NO ₃ >37% B ₂ O ₃ >20%	Сульфатолиты Галолиты Нитратолиты Боратолиты	Ca, Mg, K, Na, Ba, Sr Na, K, Mg, Ca Na, K Na, K, Mg, Ca
Фосфатолиты P ₂ O ₅ >20%		Ca, Al, Fe
Сульфидолиты S>20%		Fe, Cu, Zn и др.
Кахитолиты C _{орг} >15%		O, H, N
Аквалиты H ₂ O>20%		

Иная ситуация с более дробным разделением таксонов, а именно на классы. Здесь исследователь вынужден полагаться только на опыт и интуицию.

Показательна история установления градаций петрохимических модулей. Сначала задавались пять градаций; например, по сумме щелочей мы выделяли составы гипощелочные, нормощелочные, повышенно-щелочные, высокощелочные и гиперщелочные [1, с. 32]. Позже более удобным оказалось трехчленное разделение хемотипов на классы [3]. Так, тип “силиты” был разделен на три класса: эвсилиты (самые кремнеземистые), гипосилиты и миосилиты (переходные к сиаллитам). Еще позже было предложено разделение на четыре неравных класса – так, чтобы класс “нормо-” был по крайней мере вдвое шире классов “гипо-” (ниже нормы) и “супер-” (выше нормы). Предполагалось, что распределение модулей может отвечать нормальному, так что в градацию “нормо-” попадут около 70% всех значений, тогда как отрицательные и положительные “аномалии” составят вместе около 30% от всей совокупности. Чтобы отразить присутствие резких положительных аномалий (с предполагаемой величиной $>3s$ нормального распределения), была сохранена градация “гипер-”.

Все эти усовершенствования вводились на основе постоянно прираставшей практики; они были продиктованы стремлением как можно адекватнее отразить природные закономерности состава осадочных пород. При этом очень сильным стимулом было назначение границ химичес-

ких классов так, чтобы они были по возможности ближе к границам литотипов. Хотя расхождение между литотипами и хемотипами совершенно неизбежно (ибо литологическая и химическая классификации построены по разным основаниям), желательно, чтобы оно было минимальным. Об этом мечтал безвременно ушедший от нас (летом 1999 г.) крупный русский литолог **Валентин Николаевич Шванов**, профессор Петербургского университета, которому мы обязаны исключительно благожелательным отзывом о нашей книге “Основы литохимии” (СПб.: Наука, 2000).

Однако произвольность предлагаемых нами (из самых лучших побуждений!) границ классов была очевидна. Мы не были уверены в том, что все эти границы подтвердятся при статистическом исследовании.

Задача такого исследования формулировалась следующим образом. В результате инвентаризации приведенных в литературе химических составов осадочных горных пород на модульных диаграммах *“будет получено несколько сотен кластеров – набор, представляющий некоторое множество хемотипов. Важно выяснить, существуют ли “провалы” на частотных графиках, которые должны соответствовать неким природным (а не заранее заданным исследователем) границам. Например, если окажется, что частота значений НКМ в интервале 0.43-0.44 понижена, то это заставит проводить нижнюю границу суперщелочных сиаллитов не по “круглой” цифре 0.40, а по 0.43”* [4, с. 22].

В 1999 г. такая работа была проделана применительно к нашему банку данных, насчитывающему около 1760 выборок, объединяющих свыше 32300 отдельных анализов, распределенных следующим образом:

Хемотипы	Число выборок	Число анализов
Силиты	630	11735
Сиаллиты (псевдосиаллиты)	401 (181)	3962 (1175)
Сиферлиты	32	108
Гидролизаты (псевдогидролизаты)	127 (79)	383 (312)
Алкалиты	36	103
Карбонатолиты	225	14421
Фосфатолиты	48	147

Были построены частотные графики-гистограммы для выборочных оценок средних значений всех петрохимических модулей. Подробное статистическое исследование полученных результатов – дело будущего. Здесь ограничимся только несколькими примерами.

Гидролизатный модуль (ГМ)

На гистограмме частотного распределения величины ГМ в совокупности силитов (рис. 1) неожиданной оказывается “немодаль-

ность" этого распределения, т.е. не слишком большая разница частот отдельных классов гистограммы. При этом выясняется, что, вопреки назначенному ранее "волевым способом" разбиению силитов по ГМ (<0.05 , $0.06-0.10$, $0.11-0.20$, $0.21-0.30$), в действительности "естественная" граница делит совокупность силитов только на две части по значению $ГМ=0.20$.

В распределении величины ГМ в совокупности сиаллитов

(рис. 2) достаточно отчетливо видны границы, отвечающие значениям ~ 0.38 и ~ 0.46 . Если сравнить их с назначенными раньше [4] границами классов (0.35 , 0.45 и 0.50), то выяснится, что первые две были заданы вполне удачно (расхождение невелико). Однако предлагавшаяся ранее граница "гиперсиаллитов" ($ГМ=0.50$) на частотном графике никак себя не проявляет; приходится признать, что оснований для выделения такой градации сиаллитов не имеется.

Железный модуль (ЖМ)

Гистограмма частотного распределения величины ЖМ в совокупности сиаллитов (рис. 3)

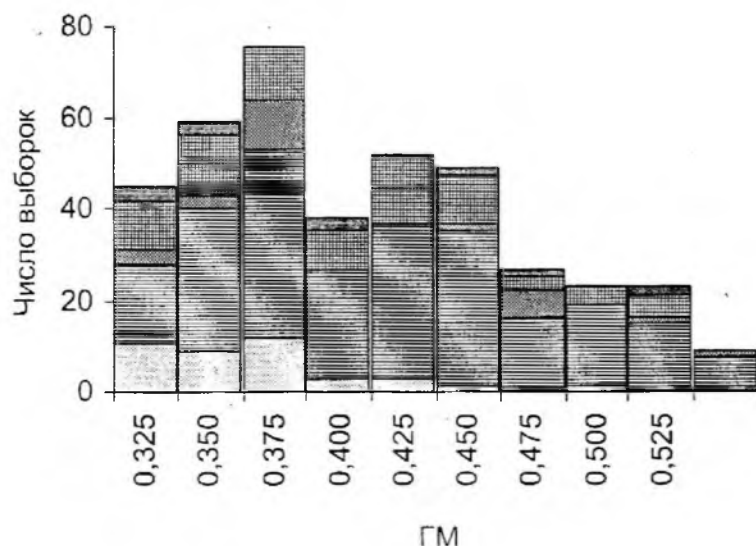


Рис. 2. Частотное распределение величины ГМ в сиаллитах (401 выборка, 3962 анализа).

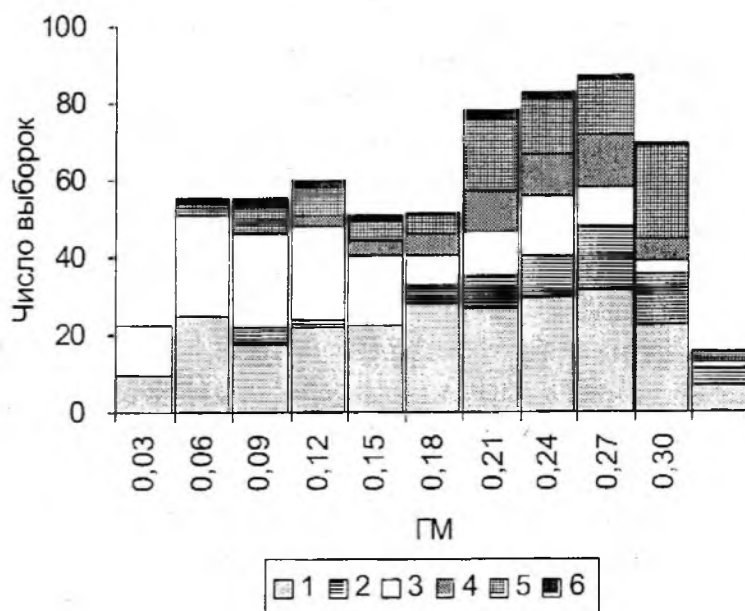


Рис. 1. Частотное распределение величины ГМ в силитах (630 выборка, 11735 анализов).

Условные обозначения горных пород к рис. 1–4, 6: 1 – песчаные, 2 – алевроглинистые, 3 – кремнистые, 4 – туффоиды, 5 – метаморфиты, 6 – прочие.

показывает, что железный модуль распределен нормально с четкой модой в интервале $0.35-0.45$. Однако частоты гипержелезистых сиаллитов, с ЖМ в интервале $0.65-0.75$, очень малы. Следовательно, назначенная ранее [2, 4] граница между сиаллитами и

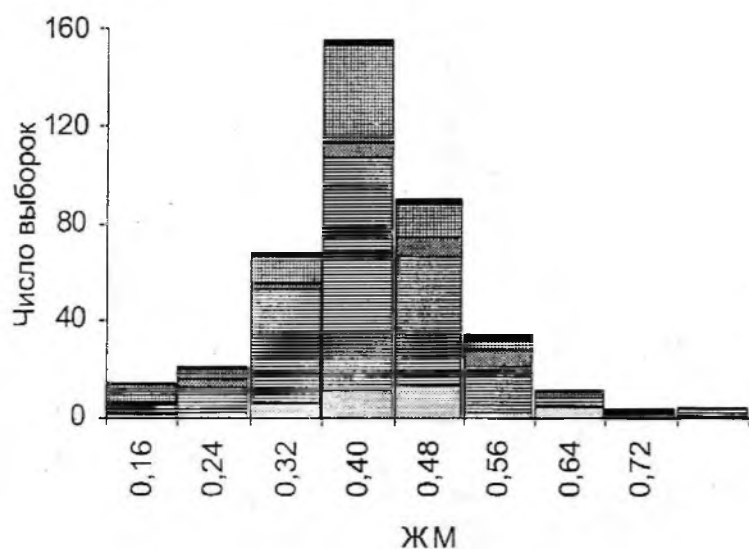


Рис. 3. Частотное распределение величины ЖМ в сиаллитах (401 выборка, 3962 анализа).

заметной левой асимметрией за счет двух десятков выборок низкощелочных пород с $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ менее 3%. При этом неожиданным оказалось то, что модальное значение суммы щелочей лежит в интервале 4.5-6.0%. Между тем ранее мы аттестовали сиаллиты с величиной общей щелочности более 5% как "щелочные" [2-4]. Теперь ясно, что эта граница была сильно занижена; к "щелочным" следовало бы относить сиаллиты с $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ более 6.5%.

В частотном распределении модуля НКМ в карбонатолитах (рис. 5) модальное значение НКМ (0.25-0.45) смещено в большую сторону по сравнению с модой для сиаллитов (0.27-0.37; соответствующая диаграмма здесь не приведена). Таким образом, силикатная часть карбонатных пород в среднем более полевошпатовая и менее глинистая, нежели у пород терригенных.

Данные для такого вывода появились уже 20 лет назад при исследовании региональной геохимии палеозоя Печорского Урала [1]. Теперь они подтверждаются и на более обширном материале.

Титановый модуль (ТМ)

На гистограмме частотного распределения титанового модуля

сиферлитами по величине $\text{ЖМ}=0.75$, как и предполагалось, действительно завышена! По-видимому, её следует понизить – например, до $\text{ЖМ}=0.70$.

Общая щелочность ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) и нормированная щелочность (НКМ)

Распределение в сиаллитах суммы щелочей (рис. 4) близко к нормальному, однако с

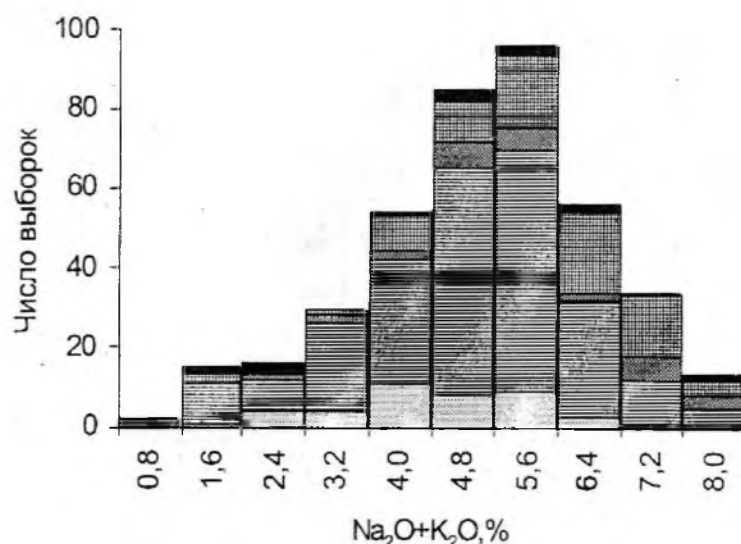


Рис. 4. Частотное распределение величины $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ в сиаллитах (401 выборка, 3962 анализа).

в сиаллитах (рис. 6) отчетливо видно, что оно близко к нормальному и позволяет выделить четыре градации сиаллитов по титанистости: гипотитанистые (ТМ меньше 0.030), нормотитанистые (0.031-0.075), супертитанистые (0.076-0.095) и гипертитанистые (больше 0.095). Раньше соответствующие градации были заданы несколько иначе: меньше 0.035, 0.036-0.065, 0.066-0.085 и больше 0.085. Таким образом, статистическое исследование заставляет расширить поле нормотитанистых и поднять границы супер- и гипертитанистых сиаллитов.

В распределении ТМ в карбонатолитах (рис. 7), во-первых, видны по меньшей мере две моды – кроме основной совокупности с модой в интервале 0.045-0.075 имеется аномальная совокупность гипертитанистых карбонатолитов со значениями ТМ более 0.115. Во-вторых, статистически надежно подтверждается давно отмечавшийся А.А.Мигдисовым и нами феномен относительно повышенной титанистости карбонатов по сравнению с терригенными породами. Если градация нормотитанистых сиаллитов отвечает интервалу ТМ 0.031-0.075, то норма для карбонатолитов сдвинута в большую сторону: 0.036-0.085. Причины повышенной титанистости карбонатов по сравнению с терригенными породами до сих пор точно не установлены. Одна из них – динамическая сортировка материала, повышающая ТМ ("закономерность Мигдисова"), а другой причиной может быть вхождение части титана в карбонатное вещество [1, с. 124].

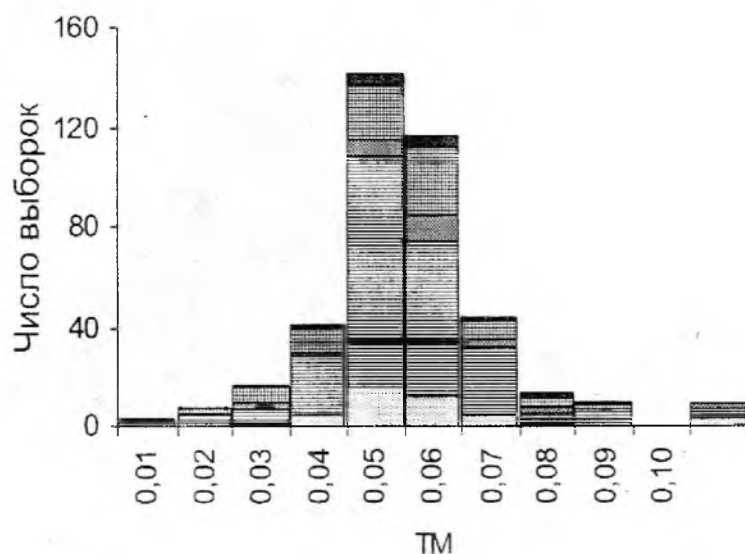


Рис. 5. Распределение модуля НКМ в карбонатолитах (225 выборки, 1442 анализа).

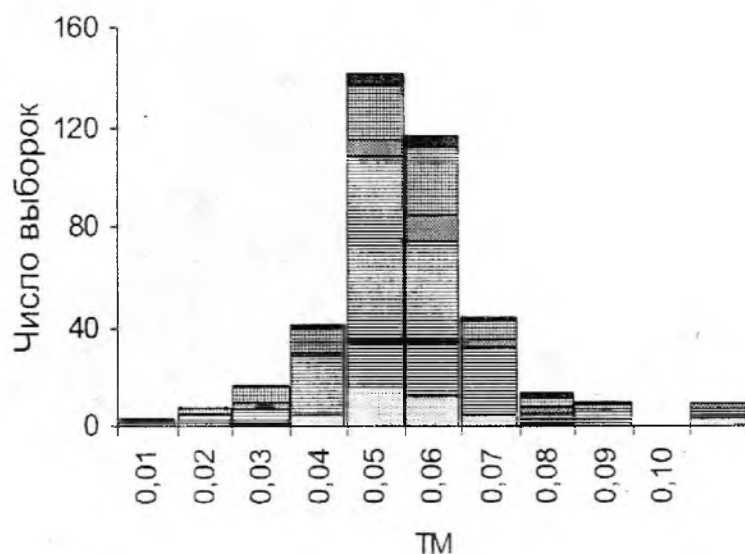


Рис. 6. Распределение ТМ в сиаллитах (401 выборка, 3962 анализа).

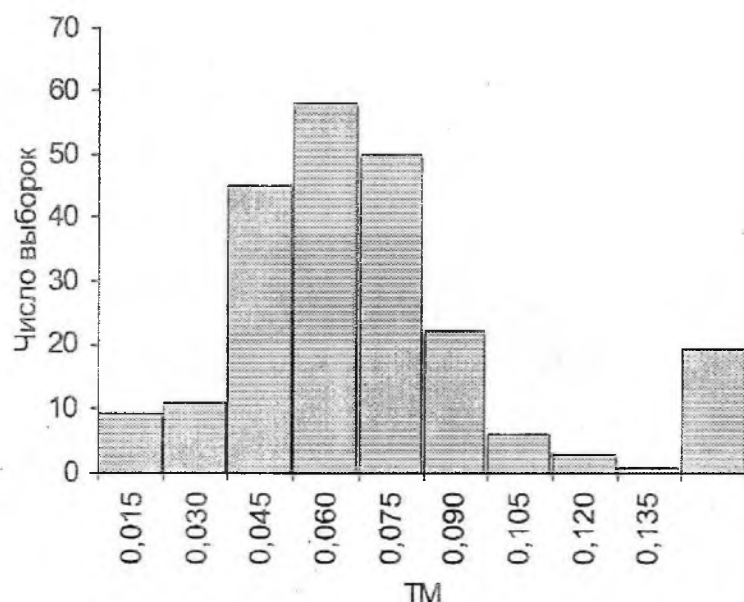


Рис. 7. Распределение ТМ в карбонатолитах (225 выборок, 14421 анализ).

Выводы

1. Сделана первичная статистическая обработка большой совокупности химических анализов осадочных пород и их метаморфических аналогов: более 32 тыс. анализов, сгруппированных в 1760 выборок. В этой совокупности достаточно полно представлены такие таксоны (хемотипы) химической классификации, как силиты (в основном кремневые

породы), сиаллиты (терригенные и вулканогенно-осадочные), гидролизаты (обогащенные оксидами алюминия, железа или марганца), карбонатолиты (карбонатные породы) и некоторые другие.

2. Для данной совокупности выборок построены частотные графики распределения выборочных оценок средних значений главных петрохимических модулей – гидролизатного (ГМ), железного (ЖМ), титанового (ТМ), щелочности (НКМ) и суммы щелочей. Полученные распределения обнаруживают ряд важных особенностей, которые заставляют изменить некоторые назначенные ранее (без статистической обработки) границы таксонов химической классификации.

3. Весьма актуально продолжение этой работы с проверкой статистических гипотез о виде распределения. Это позволит назначать границы с использованием параметров распределения (например, стандартного отклонения для нормального распределения).

ЛИТЕРАТУРА

1. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. – Л.: Наука, 1981. – 276 с.
2. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Химическая классификация осадочных горных пород. – Сыктывкар, 1986. – 36 с. (Научные доклады / Коми фил. АН СССР; Вып. 148.).
3. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. – Л.: Наука, 1988. – 272 с.
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Проблемы литохимии: Доклад на расширенном заседании ученого совета Института геологии 6 марта 1997 г. – Сыктывкар: Геопринт, 1997. – 24 с.

ЕСТЕСТВЕННОСТЬ ГРАНИЦ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КЛАССИФИКАЦИЯХ

Ю.А.ТКАЧЕВ

В естественных науках, в частности в петрологии, петрохимии, литохимии, для диагностики пород и выяснения их генезиса употребляются так называемые модули – количественные характеристики, вычисляемые как *отношения* некоторых элементов, оксидов или как отношения сумм родственных элементов. Так, для химической классификации осадочных горных пород Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [2] предложен целый ряд модулей: гидролизатный, титановый, железный, фемический, щелочной и др*. [3].

При этом возникает вопрос, какие значения модулей выбрать в качестве границ классов. Рассмотрим этот вопрос применительно к концепции *естественности* классов, т.е. к представлению о том, что в природе широко распространены некоторые породы определенных химических составов пород, а породы промежуточного состава встречаются значительно реже. Любой геолог по визуальным макроскопическим признакам легко различает пласты песчаников, алевролитов, глин, известняков, солей, гумусовых углей, горючих сланцев и т.д. Пласты (слои) этих пород отделяются друг от друга ясно и резко без плавных переходов. Особенно наглядно это иллюстрируется пластами угля, солей, отделяющимися от вмещающих пластов четкими, резкими границами. Средний химический состав также резко меняется при переходе от пластов одних литотипов к другим.

Концепция естественности в формальном аспекте основывается на том, что в пространстве признаков горные породы представляют собой относительно компактные "облака" точек, отделенные друг от друга разреженными промежутками, подобно тому как звезды во Вселенной сгущены в галактиках и разделены межгалактическими пустотами.

Именно поэтому соблазнительно провести границы между классами по поверхностям, проходящим в наиболее разреженных участках. Насколько просто это сделать в двумерном пространстве, визуальнo раз-

¹ См. также статью этих авторов в настоящем сборнике.

деляя облака кривыми, настолько это сложно уже в трехмерном и невозможно в многомерном. Однако задача упростится, если договориться разделять пространство на таксоны плоскостями, параллельными координатным плоскостям, т.е. разделять пространство на ортогональные гиперпараллелепипеды. Тогда границы следует располагать в плоскостях, ортогональных осям признаков, причем там, где кривые плотности вероятности признака образуют минимумы. Кстати, наличие одного или нескольких минимумов есть обязательное условие для создания естественной классификации.

Не всегда, однако, такие минимумы существуют в пространстве непосредственно наблюдаемых (измеряемых) признаков. В более сложном случае эти минимумы нужно искать в пространстве линейной комбинации признаков. Существует математическая процедура перехода к комбинации признаков (факторов), которая позволяет свести большую часть разнообразия (дисперсии) признаков объектов в пространство минимальной размерности. Это *факторный анализ*. Для решения поставленной задачи факторный анализ в теперешнем виде неприменим. Необходима такая его модификация, которая позволила бы найти такие линейные комбинации, которые приводили бы по осям этих комбинаций к максимальным "провалам" на функциях плотности вероятности факторов. Эту процедуру еще предстоит разработать.

Но и применение такой гипотетической процедуры не решает коренных задач построения классификаций. Например, отношение двух элементов уже выходит за рамки линейной комбинации, отношение сумм двух групп элементов – тем более. Нам представляется, что строгое решение такой задачи пока невозможно и что задачу можно решить в два этапа. На первом ищутся кажущиеся перспективными нелинейные факторы, такие, как модули [2] или другие петрохимические характеристики (по Ниггли, Заварицкому, CIPW и др.). Они подбираются на основе физико-химических, литологических, геологических и других соображений или интуитивно. Этап заканчивается преобразованием первичных (измеряемых) признаков в эти самые модули.

На втором этапе подыскиваются линейные комбинации этих модулей – факторы, т.е. применяется факторный анализ в предложенной выше модификации.

Здесь мы подходим ко второму важному вопросу статьи: как отразится преобразование признаков, в частности переход к отношениям компонентов, на их плотности вероятности. Очевидно, что после преобразования они будут иметь мало общего с плотностями вероятности первичных признаков. Рассмотрим этот вопрос на примере щелочного модуля ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) из статьи Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис, помещенной в данном сборнике. Пусть содержания Na и K распределены по нормальному закону. Как будет распределено значение модуля, т.е. отношение

двух случайных величин? Теория вероятностей дает на этот вопрос следующий ответ [1]:

$$P_{\xi}(x) = \frac{\sigma_1 \sigma_2 \sqrt{1-r^2}}{\pi(\sigma_1^2 + \sigma_2^2 x^2 - 2r\sigma_1 \sigma_2 x)}, \quad (1)$$

где $P_{\xi}(x)$ плотность вероятности величины $\xi = \eta_1'/\eta_2$, σ_1 и σ_2 – средние квадратические отклонения величин η_1 и η_2 , соответственно.

Из формулы (1) видно, что плотность вероятности модуля-отношения монотонно убывает с увеличением его значения. Это справедливо как для отношения, например, $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$, так и для обратного отношения $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$. Можно констатировать, что при нормальном распределении "первичных" признаков распределение модулей будет иметь асимметричный гиперболический вид. Можно показать, что и при равномерном, и при других симметричных распределениях переменных их отношение также будет иметь плотность распределения в виде гиперболоподобной кривой: с увеличением x кривая плотности вероятности будет приближаться к нулю.

Если между аргументами модуля наблюдается существенная корреляция, то картина несколько изменится. При отрицательном коэффициенте корреляции между аргументами модуля (между Na_2O и K_2O) эффект уменьшения плотности вероятности с увеличением x ($x > 0$) увеличится. Отрицательный коэффициент корреляции как раз характерен для модулей, в которых фигурируют породообразующие элементы, содержания которых значительны. Эта отрицательная корреляция, кстати, тоже является ложной.

Если $r > 0$, то кривая плотности вероятности образует максимум при значении x , определяемом уравнением

$$\begin{aligned} (\sigma_2^2 x^2 - 2rx\sigma_1\sigma_2 + \sigma_1^2)' &= 0, \\ r > 0, x > 0, \\ \text{откуда} \\ 2\sigma_2^2 x - 2r\sigma_1\sigma_2 &= 0, \\ \text{и окончательно} \\ x = \frac{2r\sigma_1\sigma_2}{2\sigma_2^2} &= r \frac{\sigma_1}{\sigma_2}. \end{aligned} \quad (2)$$

В максимуме плотность вероятности будет равна

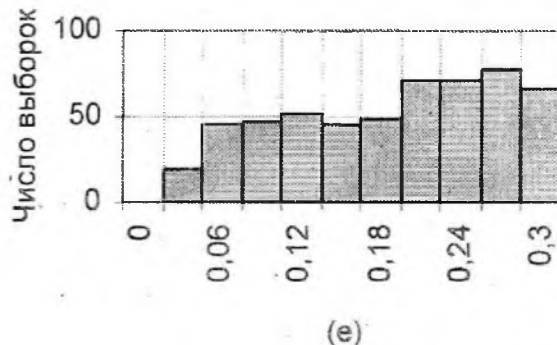
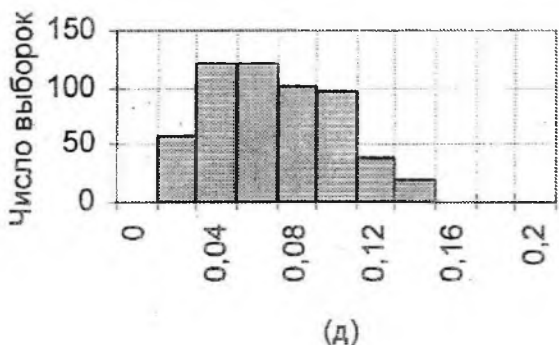
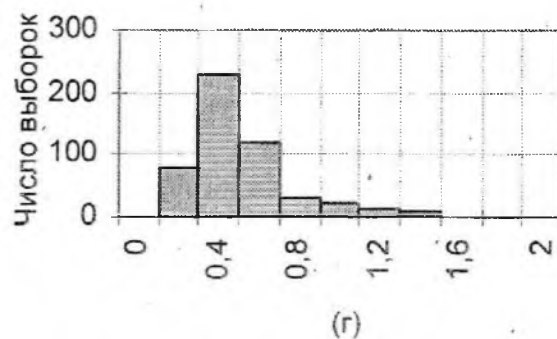
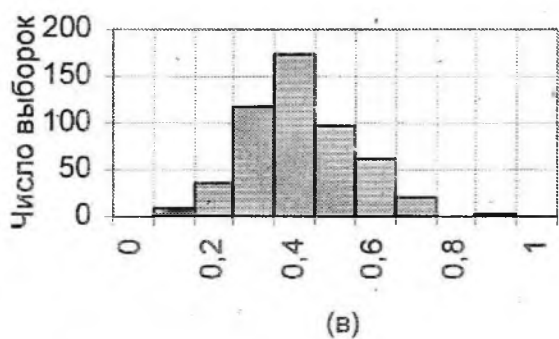
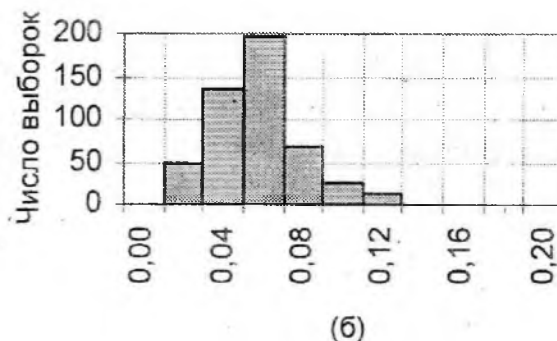
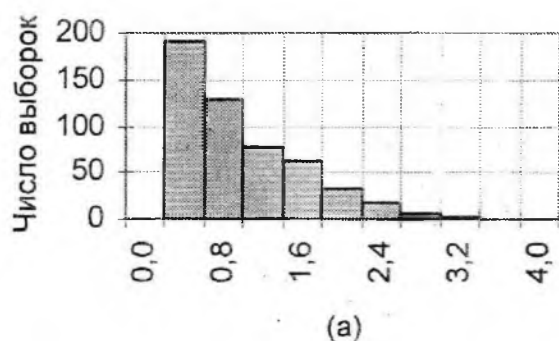
$$P = \frac{\sigma_1 \sigma_2 \sqrt{1-r^2}}{\pi \left(\sigma_2^2 r^2 \frac{\sigma_1^2}{\sigma_2^2} - 2r\sigma_1\sigma_2 r \frac{\sigma_1}{\sigma_2} + \sigma_1^2 \right)} = \frac{\sigma_1 \sigma_2}{\pi(\sigma_1^2)} = \frac{\sigma_2}{\pi\sigma_1}.$$

Как видим, на значение моды модуля K_2O/Na_2O , на ее расположение никак не влияют распределения "первичных" признаков, т.е. содержаний K_2O и Na_2O . Все определяется их ковариационной матрицей.

Таким образом, изучать статистики модулей не имеет смысла, поскольку они зависят от плотности их распределения, а она, как выясняется, не имеет ничего общего с распределением самих признаков.

Рассмотрим с изложенных позиций ряд эмпирических гистограмм, любезно предоставленных мне для анализа Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис и частично опубликованных ими в статье "Частотное распределение..." в этом же сборнике. Гистограмма (а) на рисунке выглядит в точном соответствии с теорией распределения отношений случайных величин. Гистограмма отношения K_2O/Na_2O выглядела бы принципиально так же.

Гистограмма (б) имеет максимум в районе значения $TiO_2/Al_2O_3 = 0.06$. Это может быть вызвано двумя причинами: положительной корреляции-



Частотные распределения некоторых модулей. Выборок – 561, анализов – 11255.
а – щелочной модуль, Na_2O/K_2O ; б – титановый модуль, Ti_2O/Al_2O ; в – НКМ-модуль, $(Na_2O+K_2O)/Al_2O$; г – железный модуль, $(Fe^3O+Fe^2O+MnO) / (Al_2O+Ti_2O)$; е – фемический модуль, $(MgO+FeO) / SiO_2$.

ей титана и алюминия и/или большим дефицитом частот в области больших содержаний алюминия по сравнению с нормальным распределением. На гистограммах (в), (г) эти причины выражены отчетливее, что легко проверить, если обратиться к распределениям величин $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и Al_2O_3 .

На гистограмме (д) наблюдается большой недостаток частот в области очень малых значений $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})/\text{SiO}_2$. Предполагать здесь положительную корреляцию между членами отношения вряд ли логично, зато дефицит частот в области очень высоких содержаний кремния по сравнению с нормальным распределением вполне вероятен. Правая часть кривой распределения усечена, так как $\text{SiO}_2 < 100\%$. Гистограмма (е) не вписывается в общую картину. Очень возможно, что это связано с особенностями распределения, в котором числитель и знаменатель в сумме составляют величину, близкую к 100%.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гнеденко Б.В. Курс теории вероятностей. – М.: Наука, 1965. – 400с.
2. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Химическая классификация осадочных горных пород. – Сыктывкар, 1986. – 36 с. (Научные доклады/ Коми фил. АН СССР; Вып. 148).

МЕТАМОРФИЗОВАННАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ СЛАНЦАХ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Я.Э. ЮДОВИЧ, И.В. КОЗЫРЕВА, М.П. КЕТРИС, И.В. ШВЕЦОВА

В зоне межформационного контакта на Приполярном Урале в районе хребта Росомаха, на плоском водоразделе рек Б. и М. Каталамбию развиты *молодые золотоносные коры выветривания (КВ)* – поисково-разведочный объект “Каталамби”, где ведет бурение АО Интагео [2]. Молодые КВ (меловые или палеогеновые?) развиваются по разным субстратам – по кварцитам тельпосской (обеизской) свиты (O_1tp), а также по залегающим ниже породам рифейского фундамента, которые здесь представлены темными (графитистыми) хлорит-серицит-кварцевыми сланцами мороинской свиты (R_3mr).

Между ордовикскими кварцитами и мороинскими сланцами на всех водоразделах, окружающих объект “Каталамби”, В.С. Озеровым и Я.Э. Юдовичем в 1994–1998 гг. были установлены выходы хлоритоидных сланцев. Это – либо образования алькесвожской толщи E_3-O_1al , т.е. переотложенные и метаморфизованные продукты древней коры выветривания рифейского фундамента [1–3], либо непосредственно сама эта древняя метаморфизованная кора выветривания.

В самом верховье р. Б.Каталамбию, у вершины правого борта ее долины (вблизи водораздела с р. М.Каталамбию), в 1994 г. М.Б.Тарбаев и С.К.Кузнецов в старых канавах описали золотоносные кварцевые жилы такого же типа, как и на проявлении “Синильга”, и назвали это проявление “Академическое”. Тогда же Я.Э. Юдович обратил внимание на то, что в этих канавах под ордовикскими кварцитами вскрыт постепенный переход от хлоритоидных сланцев (вверху) к нормальным сланцам мороинской свиты (внизу). Такой характер перехода (и отсутствие здесь каких-либо тектонических нарушений, позволявших бы трактовать хлоритоидные сланцы как метасоматиты) указывал на то, что здесь сохранилась *древняя (метаморфизованная) КВ in situ* – по субстрату мороинских сланцев. Тогда же по просьбе Я.Э. Юдовича разрез опробовал М.Б. Тарбаев, но коллекция была последним утеряна.

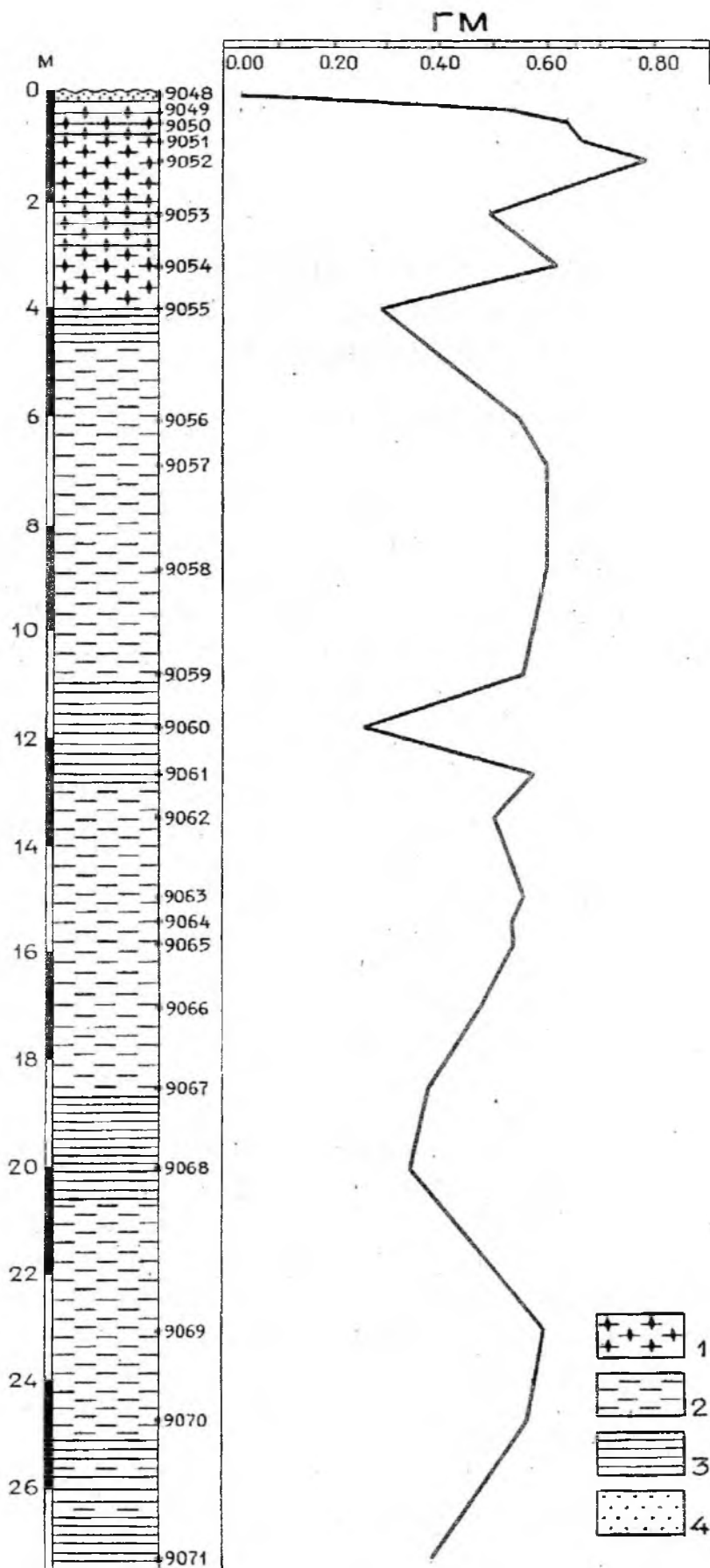


Рис.1. Схематическая колонка.

ГМ – гидролизатный модуль. 1 – сланцы с хлоритоидом, 2 – хлорит-серицит-кварцевые сланцы, 3 – окварцованные сланцы, 4 – песчанико-кварциты тельпосской свиты.

В 1996 г. при содействии С.Г. Червяковского и Е.И. Сороки, помогавшей в качестве коллектора, разрез в одной из канав на объекте “Академическое” был заново опробован Я.Э. Юдовичем. Всего сверху вниз по разрезу видимой мощностью (близкой к истинной) 27 м было отобрано 24 пробы с интервалами по мощности от 2-3 до 0.5-0.2 м – от пласта ордовикских кварцитов (обр. 9048) до, по-видимому, совсем не измененных мороинских сланцев (рис. 1). В настоящей статье изложены результаты петрографического, минералогического (три протолочных пробы) и геохимического изучения разреза (около 100 элементопределений F, Ba, Sr, Cr, V).

На рис. 2 дана модульная диаграмма в координатах “ $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ –ГМ (гидролизатный модуль)” [5], на которой довольно отчетливо выделяются пять групп-кластеров (типов горных пород) и два индивидуальных состава. Анализы в пределах кластеров можно усреднять, составы вне кластеров усреднению не подлежат (см. таблицу).

Кластер Ia: хлорит-серицит-кварцевые сланцы с обохренными кварцевыми прожилками. Эти породы встречены на расстояниях 4, 11 и 20 м от верха разреза (обр. 9055, 9060 и 9068) и скорее всего являются продуктом окварцевания металавролитов. По химическому составу породы аттестуются как миосилиты (среднее значение ГМ составляет 0.30). По данным количественного спектрального анализа породы содержат в среднем около 360 г/т F (3)*, который, по-видимому, сосредоточен в сериците.

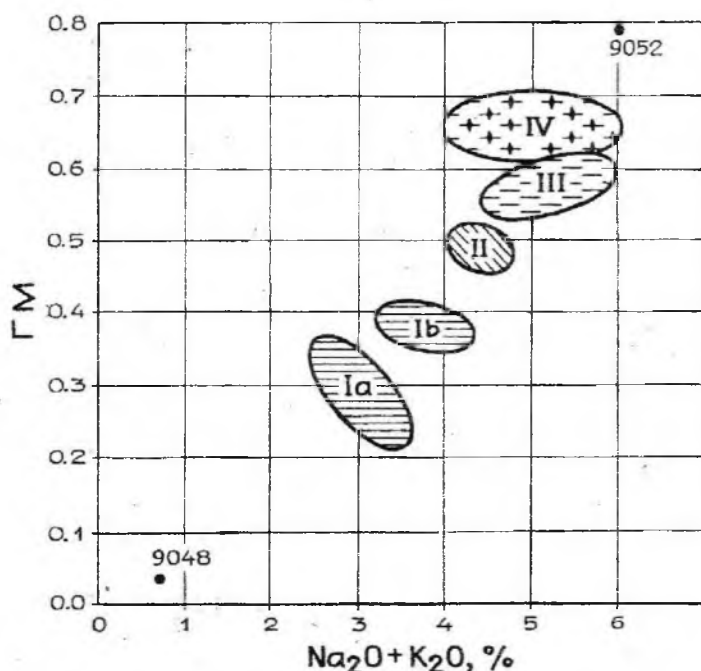


Рис. 2. Кластерная диаграмма “ $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ – ГМ”.

В шлифах на фоне сплошной ориентированной серицит-хлорит-кварцевой мелкозернистой ткани наблюдаются многочисленные мелкие прожилки средне- и крупнозернистого кварца-2 с конформно-торцовой структурой. Как видно в обр. 9068, окварцевание сопровождается формированием более крупночешуйчатого хлорита-2. Встречаются мелкие кристаллики аутигенного турмалина.

* Здесь и далее цифра в скобках – число анализов, по которым вычислено среднее. Анализы выполнены в лаборатории химии минерального сырья Ин-та геологии под руководством к. г.-м. н. Т.И.Ивановой.

Средний химический состав метаморфических сланцев, мас. %.

№ клас	Лито-тип	Хемотип	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	nnn	Сумма	CO ₂	H ₂ O ⁺	ГМ
Ia	Сланец	Миосилит	3	70.63	0.71	14.45	3.39	2.44	0.16	1.12	0.21	0.73	2.48	0.07		3.56	99.96	0.17	0.32	0.30
Ib	Сланец	Нормсиаллит	2	65.87	0.79	17.71	2.72	3.83	0.03	1.62	0.12	0.98	2.86	0.05	0.05	3.31	99.92	0.12	0.37	0.38
II	Сланец	Суперсиаллит	4	59.70	1.09	20.56	2.93	4.52	0.06	1.62	0.24	0.89	3.56	0.11	0.05	4.49	99.78	0.14	0.39	0.49
III	Сланец	Щел. гипогидролизат	10	55.95	1.17	21.62	4.25	4.83	0.06	1.68	0.26	1.03	4.13	0.11	0.06	4.73	99.86	0.12	0.46	0.57
IV	Сланец	Гипогидролизат	3	53.15	1.40	23.13	2.81	6.91	0.09	1.99	0.30	0.85	4.02	0.10	0.10	5.29	100.14	0.22	0.45	0.65
Составы вне кластеров																				
9048	Кварцит	Гиперсилит		94.56	0.15	2.39	0.42	0.27	0.04	0.39	0.12	0.07	0.65	0.03	0.04	0.70	99.83	0.22	0.16	0.03
9052	Сланец	Щел. гипогидролизат		48.24	1.58	26.87	4.17	5.34	0.08	1.44	0.46	0.93	5.11	0.28	0.09	5.85	100.44	0.19	0.66	0.79

Кластер Ib: хлорит-серицит-кварцевые сланцы. Эти породы встречены в низах опробованного разреза – на расстояниях 18 и 27 м от верха (обр. 9067, 9071). Породы аттестуются как нормосиаллиты с заметно более высоким значением ГМ, равным 0.38, но в шлифах мало отличаются от пород кластера Ia. Разница лишь в относительно меньшем количестве прожилкового кварца-2 и хлорита. Эти породы можно считать достаточно типичными, относительно “неизмененными” мороинскими метаалевролитами. Сланцы в среднем содержат, г/т: F 500 (2), Ba 885 (2), Sr 95 (2). Содержания бария и фтора следует расценить как повышенные; это может означать, что мороинские сланцы содержат в своем составе примесь пирокластики.

Кластер II: хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы и сланцы с хлоритоидом. Эти породы встречены как в верхах профиля, так и в его средней части, на глубине 13–17 м. Тот факт, что хлоритоидные сланцы из верхов профиля (обр. 9049, 9053) оказались в одном кластере со сланцами без хлоритоида (обр. 9062, 9066), объясняется тем, что первые заметно окварцованы. Породы аттестуются как суперсиаллиты (ГМ=0.49) и содержат в среднем, г/т: F 530 (4), Ba 1470 (3), Sr 100 (3), Cr 75 (2), V 100 (2). Аномалии бария, ощутимые содержания хрома и ванадия отражают влияние базитовой кластики вулканической или терригенной породы.

Под микроскопом обнаруживается мелко- и среднезернистый ориентированный хлорит-слюдисто-кварцевый матрикс, на фоне которого наблюдаются слепые прожилки среднезернистого конформно-торцового кварца. Эти прожилки имеют эффектные линзовидные окончания и ассоциируются с крупными выделениями вторичного хлорита. Среди этих выделений наблюдаются крупные порфиробласты хлоритоида, интенсивно замещаемого хлоритом (обр. 9049). Кроме того, иногда встречаются щепковидные выделения апоильменитового лейкоксена и бесформенные скопления мелких зерен почти непрозрачного бурого сфена. Есть мелкий турмалин.

Кластер III (самый многочисленный): кварц-хлорит-слюдистые сланцы. Эти породы встречены практически по всему профилю, как в верхних 15 м (обр. 9056–9059, 9061, 9063), так и ниже, вплоть до глубины 24 м (обр. 9064, 9065, 9069, 9070). Эти породы относятся к щелочным гидролизатам (ГМ=0.58), поскольку сумма щелочей в них больше 5%. Гидролизатный характер этих пород обусловлен обилием слюды, хлорита и магнетита. Породы содержат в среднем, г/т: F 600 (10), Ba 1110 (8), Sr 112 (8), Cr 104 (7), V 93 (7). Таким образом, несмотря на высокую гидролизатность, геохимическая характеристика пород не изменяется.

Почти такой же остается и микроскопическая характеристика: на фоне хлорит-серицит-кварцевой ткани наблюдаются обильные скопления хлорита-2, образующего сплошные поля, и многочисленные слепые прожилки и бесформенные выделения (подобные галькам) крупнозернистого конформного кварца-2. Наблюдаются выделения апоильменитового лейкоксена, приуроченные к скоплениям хлорита II. К кварцевым прожилкам тяготеют хорошо образованные крупные (2–3 мм) кристаллы магнетита.

Изученные в протолочках составы акцессорных минералов в сланцах кластеров I–III однотипны. Среди акцессориев преобладают апоильменитовый лейкоксен и новообразованный пластинчатый гематит. В малых количествах встречаются сфен, рутил, циркон, апатит, магнетит. Предполагается присутствие барита, эпидота и граната.

Кластер IV: кварц-хлорит-слюдистые сланцы с хлоритоидом. Объединяет три пробы сланцев, располагающихся в верхних 3 м профиля (обр. 9050, 9051 и 9054) и аттестующихся как гипогидролизаты ($ГМ=0.62$). Породы содержат в среднем, г/т: F 400 (3), Ba 1550 (2), Sr 89 (2), Cr 120 (3), V 100 (3). Таким образом, на фоне снижения содержания фтора (меньше слюды!) отмечается дальнейшее накопление бария, хрома и ванадия.

Под микроскопом на фоне ориентированного кварц-хлорит-слюдистого матрикса выделяются вытянутые по сланцеватости крупные (до 2 мм) порфиробласты хлоритоида, местами образующие скопления, которые пигментированы и отчасти замещены хлоритом (рис.3, а). Повсеместно распространены слепые прожилки конформно-торцового кварца-2 и ассоциирующиеся с ними выделения хлорита-II (рис.3, б, в). Особенность акцессорной минерализации в сланцах этого кластера заключается в наличии сульфидов (пирита и халькопирита) и дистена (кианита).

К составам вне кластеров были отнесены две пробы, в которых значения петрохимических модулей заметно отличаются от остальных.

В ожелезненном тельпосском (?) песчанико-кварците (обр. 9048) под микроскопом видна мелко- и среднезернистая конформно-гранобластовая структура. Метаморфизм выражается текстурно (сланцеватость, неясная полосчатость) и структурно – в широком развитии регенерации и бластеза кварцевых зерен. По просечкам-трещинам и порам развиты гематит и лейкоксен, встречены также сфен, циркон и апатит. В прожилке, сложенном на всем протяжении гематитом и мусковитом, обнаружены небольшие лейсты зеленого хлоритоида.

В сланце с охристыми кварцевыми прослойками (обр. 9052) на фоне ориентированного хлорит-мусковит-кварцевого матрикса наблюдаются длинные узкие выделения бледно-зеленого хлорита и крупные порфи-

робласты зеленовато-синего хлоритоида, интенсивно замещаемого хлоритом. Кроме того, встречаются выделения псевдоморфоз рудного минерала (в основном щепковидного апоильменитового лейкоксена) по былым порфиробластам хлоритоида, эффектно обрамленные хлоритом, — яркое проявление молодой коры выветривания. Этот, самый гидролизатный состав ($ГМ=0.79$) отличается и наибольшим накоплением бария и хрома по сравнению с другими породами, он содержит, г/т: F 470, Ba 2000, Sr 120, Cr 130, V 100.

Таким образом, если исключить из рассмотрения породы кластера Ia, а также хлоритоидные сланцы в кластере II (обр. 9049, 9053), явно подвергшиеся эпигенетическому (метаморфогенному?) окварцеванию, то можно заметить некую единую серию составов мороинских сланцев — от менее щелочных и менее гидролизатных пород кластеров Ib, II к заметно более гидролизатным составам пород в кластерах III и IV и в обр. 9052. Вплоть до пород кластера III повышение гидролизатности сопровождается возрастанием щелочности вследствие того, что увеличивается содержание серицита (что сопровождается и возрастанием содержания фтора). Однако в сланцах с хлоритоидом начинается снижение щелочности — появление хлоритоида сопровождается уменьшением относительного количества слюды.

Полученные результаты вполне допускают их трактовку в терминах древней коры выветривания по субстрату мороинских сланцев.

Верхняя зона этой КВ — сланцы с хлоритоидом — выражена отчетливо и охватывает 3–4 м профиля ниже подошвы тельпосских песчанико-кварцитов. Хлорит-серицит-кварцевые сланцы на глубине свыше 4 м от подошвы тельпосских кварцитов можно рассматривать как нижнюю зону древней КВ. Однако строение этой зоны сложное, линейного уменьшения величины модуля $ГМ$ с глубиной не наблюдается, что не позволяет уверенно указать нижнюю границу профиля КВ. Действительно, в интервале 4–27 м изученного профиля мы встречаем и явно гидролизатные породы (кластер II) и породы, которые, по-видимому, можно отнести к неизмененному выветриванием субстрату (кластер Ib).

По крайней мере, один фактор такого усложнения более или менее очевиден — это первичная неоднородность профиля, а именно, чередование в нем пород более и менее глинистых. Два других фактора могли проявиться в эпигенезе мороинских отложений. Среди них можно указать метаморфогенное окварцевание и гипергенез — наложение на колонку древней КВ более молодой мезозойской или кайнозойской КВ. Во всяком случае широко проявленный процесс замещения хлоритоида хлоритом, а также формирование охристых псевдоморфоз по порфиробластам ильменита и магнетита можно связывать с эпигенетическими процессами. Такие процессы сопровождались локальными миграциями вещества, что могло уменьшать или повышать величину $ГМ$. С

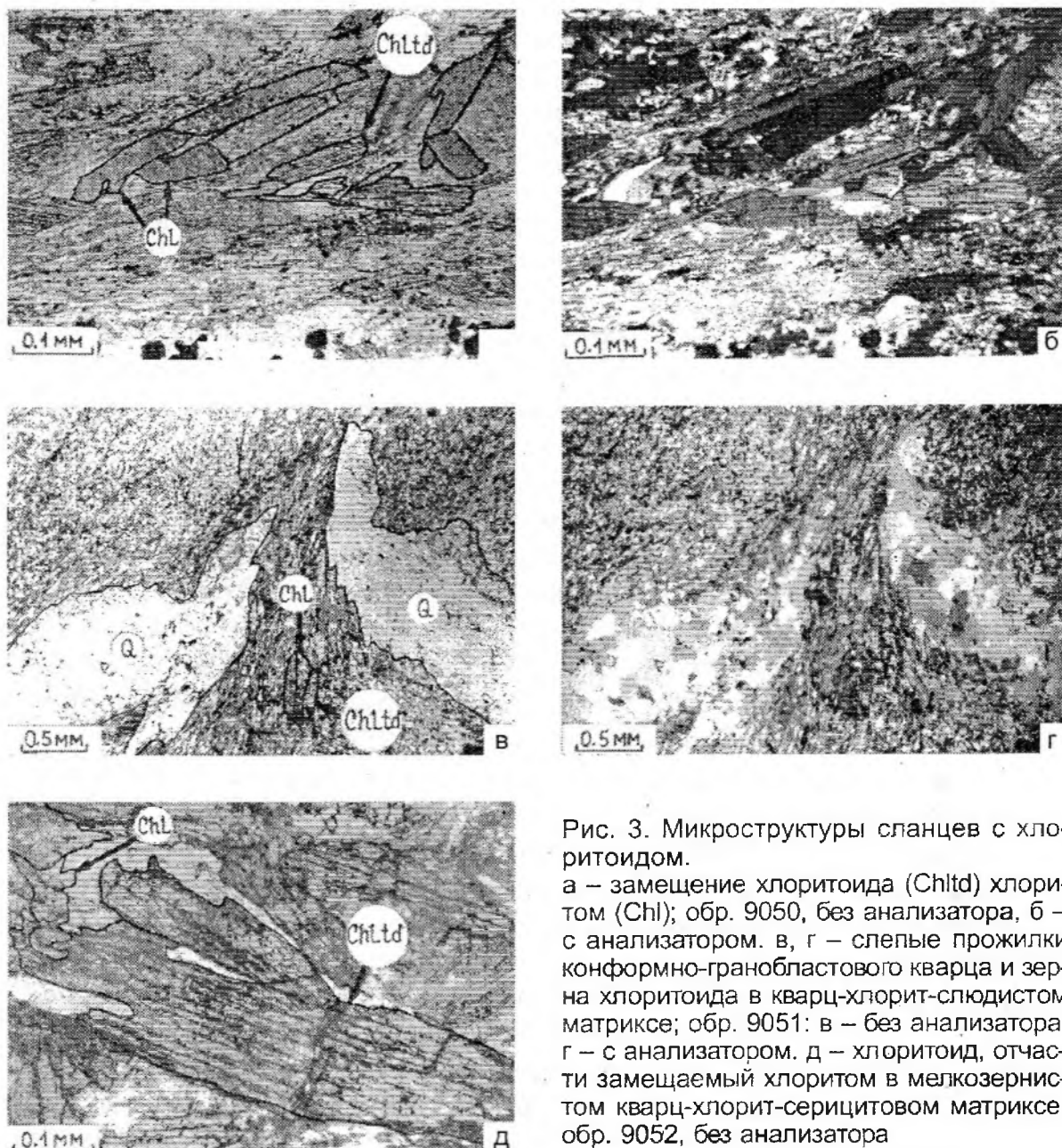


Рис. 3. Микроструктуры сланцев с хлоритоидом.

а – замещение хлоритоида (Chltd) хлоритом (Chl); обр. 9050, без анализатора, б – с анализатором. в, г – слепые прожилки конформно-гранобластового кварца и зерна хлоритоида в кварц-хлорит-слюдистом матриксе; обр. 9051: в – без анализатора, г – с анализатором. д – хлоритоид, отчасти замещаемый хлоритом в мелкозернистом кварц-хлорит-серицитовом матриксе; обр. 9052, без анализатора

этим, в частности, можно связывать появление аномально гидролизатного состава в явно эпигенетически измененном сланце обр. 9052.

По результатам исследования метаморфизованной коры выветривания на уч. Каталамби можно сделать следующие выводы.

1. На хр. Росомаха широким распространением пользуются хлоритоидные сланцы, залегающие в зоне межформационного контакта уралиды/доуралиды под кварцитопесчаниками тельпосской (обеизской) свиты (О₁tp).

2. В истоках р. Б.Каталамбию (рудопоявление золота “Академическое”) наблюдается постепенный переход хлоритоидных сланцев в подстилающие хлорит-серицит-кварцевые сланцы (метаалевролиты) мороинской свиты (R₃mr).

3. Литохимическое изучение профиля глубиной около 27 м показывает тенденцию возрастания гидролизатного модуля ГМ снизу вверх по

разрезу мороинских сланцев, которое сопровождается концентрацией бария (возможно, в барите) и фтора (в сериците). С появлением в породах хлоритоида количество слюды (и соответственно фтора) начинает снижаться, но содержание бария (а также склонных к гидролизу хрома и ванадия) продолжает нарастать. Среди акцессорных минералов хлоритовидных сланцев, в отличие от подстилающих, появляются сульфиды и кианит.

Такая картина хорошо согласуется с трактовкой наблюдаемого профиля как древней (кембрийской) метаморфизованной коры выветривания по субстрату мороинских сланцев, в которой верхние 3–4 м представлены сланцами с хлоритоидом, а нижние 15–20 м (?) – обогащенными слюдой и хлоритом сланцами, как правило, без хлоритоида.

4. Имеющиеся материалы не позволяют точно реконструировать профиль древней КВ, поскольку тенденция нарастания ГМ вверх по разрезу осложняется рядом факторов. В числе таких факторов могут быть первичная неоднородность (слоистость) разреза, метаморфическая дифференциация вещества (в частности, процессы окварцевания) и наложение молодой мезо-кайнозойской КВ. Эпигенетические процессы могли сопровождаться как уменьшением, так и возрастанием величины ГМ.

5. Несмотря на эти неясности, можно утверждать, что древняя (кембрийская) КВ, безусловно, не была латеритной. Эффект выветривания мороинских сланцев привел к увеличению в них содержания глинозема не более чем на 5%, суммарного Fe_2O_3 не более чем на 4% и K_2O не более чем на 1.5%. Присутствие хлоритоида (одного из метаморфических минералов – дериватов каолинита [4]) в парагенезисе с хлоритом-1 и серицитом позволяет считать, что кембрийская КВ на мороинских сланцах имела каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистый состав.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты / Я.Э.Юдович, Л.И.Ефанова, И.В.Швецова и др. – Сыктывкар: Геопринт, 1998. – 95 с.
2. Озеров В.С. Генезис и перспективы рудопроявления золота Ключевое (участок Каталамбинский) на Приполярном Урале // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. (Материалы XIII Геол. съезда Респ. Коми, 24-26 февраля 1999 г.) – Сыктывкар, 1999. – Т.IV. – С.88–91.
3. Озеров в.с. Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы. – 1996. – № 4. – С. 28–37.
4. Юдович Я.Э. Лепигенные осадочные формации // Геология европейского севера России. Сб. 3. – Сыктывкар, 1999. – С. 5–15. (Тр. Ин-та геол. Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 100).
5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Проблемы литохимии: Доклад на расширенном заседании ученого совета Института геологии 6 марта 1997 г. - Сыктывкар: Геопринт, 1997. – 24 с.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕДЕВОНСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩИ НА р. ШАРЬЮ (гр. ЧЕРНЫШЕВА)

А.И. АНТОШКИНА

Верхнедевонские массивные карбонатные толщи Тимано-Уральского региона отмечались многими авторами [2, 5-7, 12 и др.] при проведении стратиграфических исследований на рр. Унья, Б. Паток, Б. Надота, Б. Адак, Шернядейта, Шарью. Позднее они были вскрыты бурением во впадинах Предуральского краевого прогиба и в Печорской синеклизе. Характерные признаки этих светло-серых массивных толщ, достигающих в разрезах впадин мощности до 700 м [4, 13], состоят в том, что они сложены линзовидно наслоенными биогермными, биокластовыми, оолитовыми, сферово-узорчатыми и псевдообломочными известняками, в разной степени перекристаллизованными и доломитизированными. Литолого-палеоэкологические наблюдения при стратиграфических исследованиях толщ не проводились, поэтому их называли рифовыми или рифами лишь по массивности сложения и чистоте химического состава пород. Детально эти образования стали изучать только после обнаружения в них на территории Печорской плиты месторождений нефти и газа [1, 3, 8, 15 и др.].

К числу наиболее известных верхнедевонских карбонатных толщ в естественных выходах относится разрез р. Шернядейта на гр. Чернышева [4]. В. Вл. Меннером [4] с соавторами была предложена модель формирования этой толщи как карбонатной банки. В средне- позднефранское время на окраине карбонатной банки развивались строматопорово- водорослевые биогермы, а в фаменское время – слоистые толщи, так как в фамене изолированные карбонатные банки сохранились в виде небольших отмелей.

Разрез р. Шарью, расположенный на гряде Чернышева несколько южнее разреза р. Шернядейта, ранее детально не изучался [12]. Первое краткое описание этого разреза сделано автором, после его литологического изучения в 1994 г. [16]. В обн. 86 (рис. 1а) светло-серые массивные известняки прослеживаются в виде протяженных и разрозненных скальных выходов почти от устья р. Дурной на склоне правого

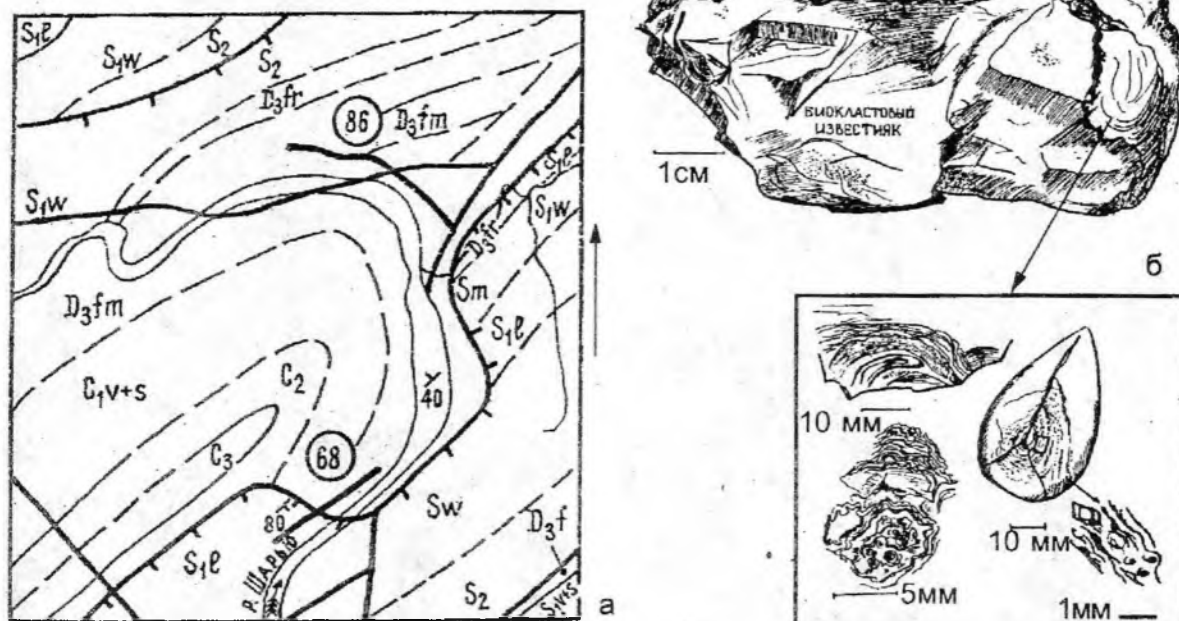


Рис. 1. Схема местоположения обнажений массивных известняков верхнего девона на р. Шарью (а) и характер наложения и строения микробиальных корок (б), полевая зарисовка. Для составления схемы использованы данные А.И. Першиной и И.В. Деревянко.

берега р. Шарью вниз по течению реки на расстоянии около 3 км. Обнажения расположены в лесу и несут следы тектонической нарушенности. В целом породы толщи интенсивно перекристаллизованы и неравномерно доломитизированы, иногда характеризуются значительной пористостью (доломиты) и выделением в порах черного органического вещества. Видимая мощность толщи составляет свыше 400 м. Возраст массивных известняков на основании фауны фораминифер, брахиопод и конодонтов определяется как верхнефранско-фаменский. Распространенными образованиями по разрезу всей толщи являются волнисто наложенные биогермные известняки, сложенные преимущественно цианобактериями *Renalcis*, *Epiphyton*, *Chabakovia*, *Shuguria*, *Girvanella*, *Izhella*, *Sphaerocodium*, *Shariuphyton* gen. nov., *Ortonella* (рис.2). По данным В.П.Шуйского, род *Shariuphyton*, впервые установленный в разрезе данной толщи, является новым родом в биогермном сообществе позднего девона. Он характеризуется ветвистыми формами колоний, прослеживаемыми в пределах большого шлифа до 2.5-3 см. Продолжительность нарастания и прекрасная сохранность таких тонковетвистых форм свидетельствуют о довольно спокойной гидродинамике вод в период формирования органогенной постройки. В строении биогермных разностей участвуют также обильные кальцисферы и более редкие цианеи *Palaeomicrocodium*, *Rothpletzella*, зеленые водоросли ?*Kamaena*, а в био-

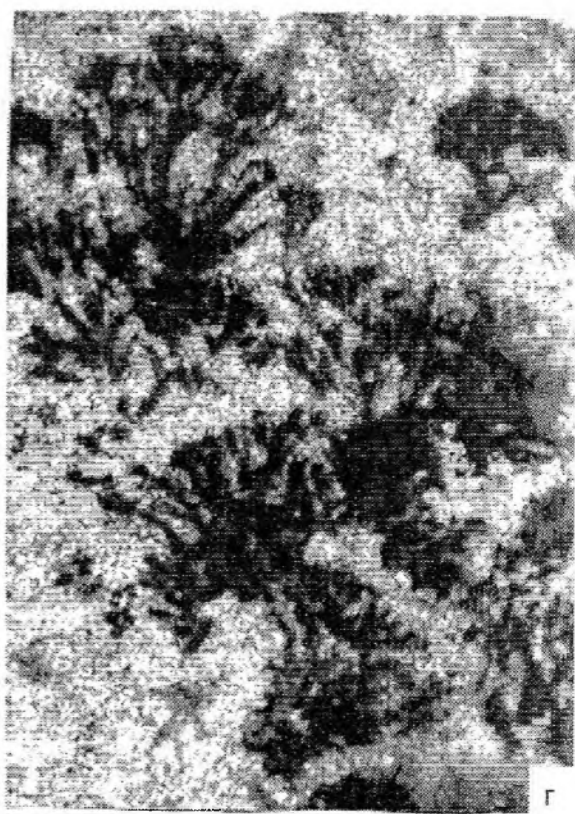
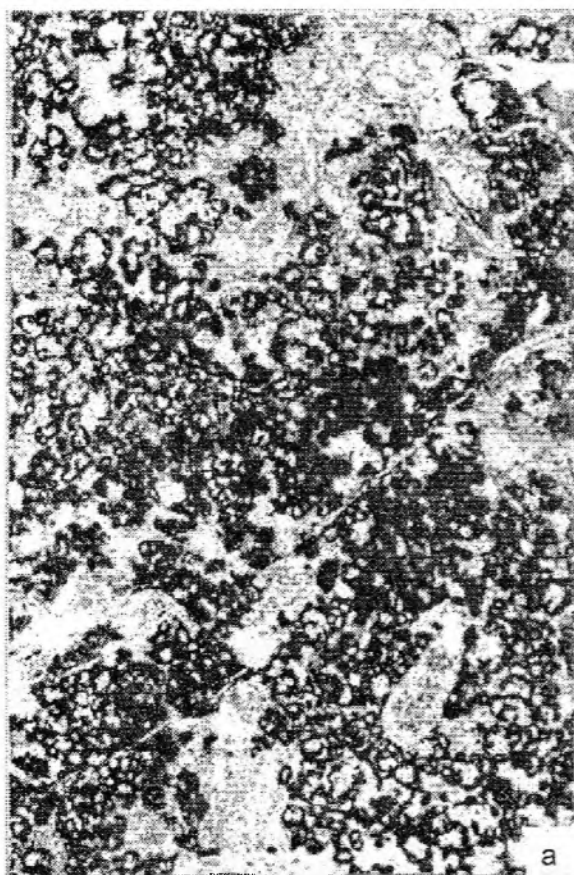
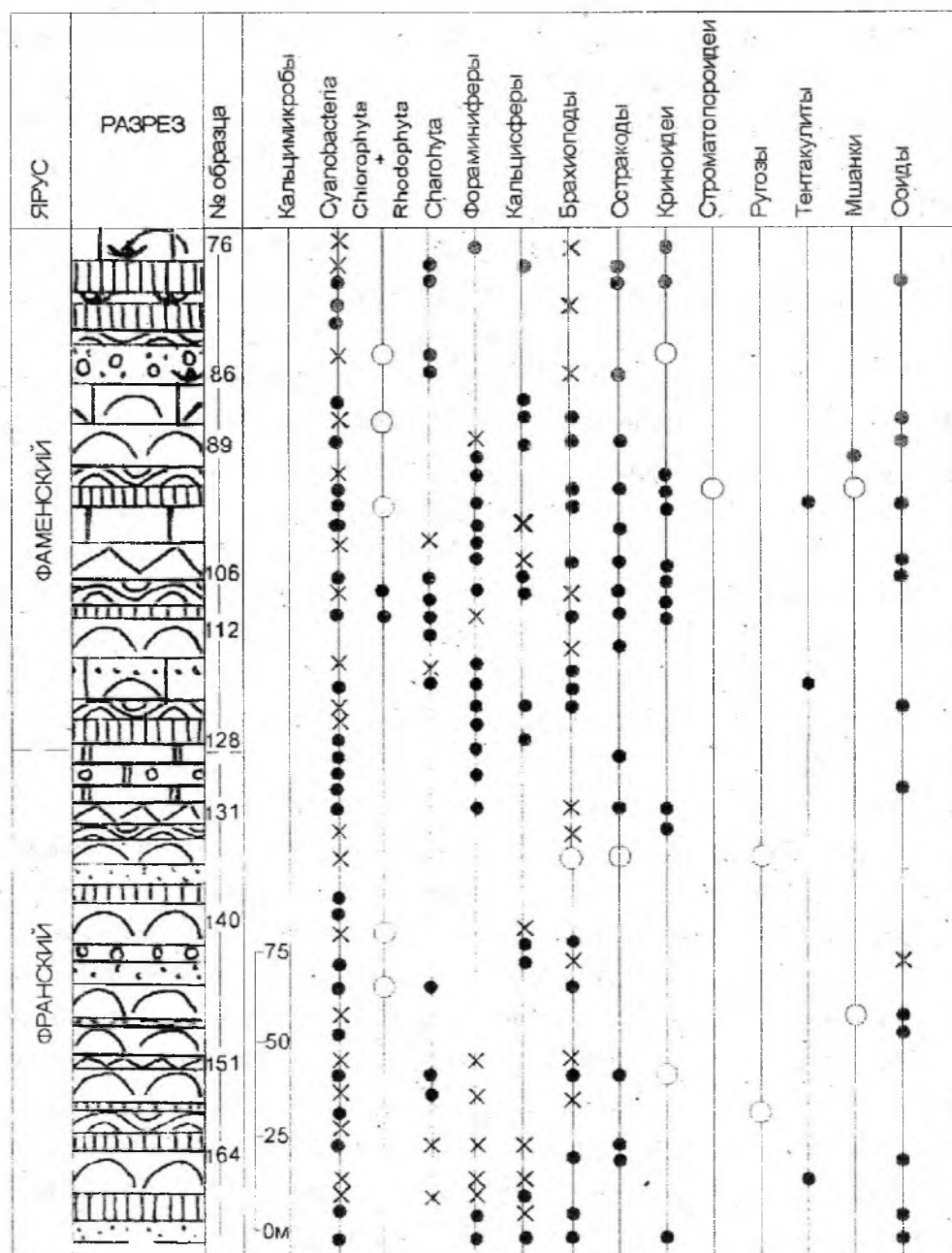


Рис. 2. Типы биогермных известняков верхнедевонской карбонатной толщи. Известняки сложены: а – *Renalcis-Shuguria-Chabakovia* ассоциацией, обр. 86/90; б – *Renalcis*, обр. 86/98; в – *Shariuphyton* gen. .nov., обр. 86/158; г – *Epiphyton*, обр. 86/97. Масштабная линейка 1 мм.

кластовых и сгустково-комковатых известняках отмечаются неопределимые до вида кодиевые и многочисленные ооспорангии харовых водорослей рода *Umbella*. *Palaeomicrocodium*, как правило, ассоциируют с пузырчатыми цианеями *Shuguria*, *Renalcis* и кустистыми *Epiphyton*. Последние часто нарастают на *Shuguria* и *Renalcis*, образуя кустики высотой до 2-3 мм. Однако, отмечаются биогермные разности, сложенные преимущественно эпифитонами. Микроскопически в них можно видеть колонии *Epiphyton*, достигающие в пределах шлифа 17-20 мм высоты, что свидетельствует о спокойно-водных условиях в период их роста. Иногда биогермные структуры образованы строматолитоподобными микробиальными корками вокруг скоплений несортированного скелетного материала из фрагментов брахиопод, остракод, криноидей и неопределимых остатков, а также кальцимикробов, пузырчатых колоний *Chabakovia*, *Shuguria*, *Renalcis* и *Izhella*. В таких структурах можно различить чередование слойков, образованных либо цианобактериями *Sphaerocodium*, либо *Girvanella*. В разрезе толщи биогермные известняки местами образуют отчетливую бугристо-волнистую отдельность, напоминающую грубую скорлуповатость, отмеченную и в разрезе р. Шернядейты [4 рис. 3]. Возможно, такие поверхности характеризуют кровлю биостромного тела со следами течений или стоков. Наблюдается линзовидное чередование массивных бугристо-волнистых биогермных разностей с более плотными биокластовыми разностями и гравелито-песчаниками, имеющими отчетливо ровные поверхности наслоения. Для биокластовых известняков характерны многочисленные фораминиферы родов *Parathuramina*, *Suleimanovella*, *Bykovaella* и другие (определения С.Т.Ремизовой и Б.И.Чувашова), встречены также остатки кистеперых рыб *Protacrodus* и зубов хрящевых рыб *Srunius* (определение А.О.Иванова). В целом видовое разнообразие как каркасостроющих, так и сопутствующих организмов в составе верхнедевонской органогенной карбонатной толщи на р. Шарью очень скудное.

Следует отметить, что, возможно, вследствие сложного строения и плохой обнаженности толщи на р. Шарью крайне редко наблюдаются четкие биогермы и биостромы, как в разрезе на р. Шернядейте. Однако можно видеть, как массивные известняки, имеющие волнисто-бугристое наслоение в виде натековидных корок с отчетливой строматолитовой слойчатостью, облекают плотные биокластовые известняки (рис. 1б). Для таких массивных известняков характерно большое количество белых кальцитовых выделений, придающих породе узорчатую текстуру. Биогермы высотой до 2 и шириной до 3.5 м встречены лишь во французской части разреза. В строении этих биогермных тел можно отметить определенную последовательность их формирования. Основание составляют пятнистые, неоднородные несортированные биокластовые известняки. Выше они сменяются сильно перекристаллизованными вторичными сгустково-комковатыми известняками, которые перекрываются



- — фрагменты редкие ● — встречаются × — обильные — постоянно присутствуют
- | | | | |
|---|--|---|---|
|  | биогермный микробиальный известняк |  | биогермный строматолитоподобный микробиальный известняк |
|  | биокластово-микробиальный известняк |  | сферово-узорчатый известняк |
|  | карбонатный гравелито-песчаник с ооидами |  | брекчии перекристаллизации |
|  | сгустково-комковатый известняк |  | брахиоподовый ракушняк |

Рис. 3. Разрез верхнедевонской карбонатной толщи в обн. 86 и распределение остатков основных групп организмов.

биогермными микробиальными известняками, образованными цианобактериальной ассоциацией. *Shuguria-Renalcis-Epiphyton-Chabakovia-Izhella*. Еще выше в биогермных известняках отмечаются скопления биокластового материала, участки микробиальных сгустковых и ооидных структур. В кровле биогерма распространены строматолитоподобные биогермные известняки с отчетливо выраженными корковыми обрастаниями из чередования слоевищных цианей *Girvanella* и *Sphaerocodium-Rothpletzella* вокруг участков с пузырьчатыми цианиями *Shuguria-Renalcis* и скоплениями мелких биокластов. Перекрывающие их отчетливо слоистые разности представлены известняковыми гравелито-песчаниками с многочисленными ооидами и разнообразными биокластами. Затем весь этот комплекс отложений повторяется вновь. Породы, окружающие биогермные постройки, имеют массивно-плитчатое сложение и характеризуются широким развитием микробиальных сгустковых структур с участками скоплений псаммито-гравийных интракластов. Выше по разрезу выделяется пачка мощностью около 30 м отчетливо плитчатых слоистых вторичных доломитов с интенсивно преобразованными первичными структурами, которую можно отнести к пограничным франско-фаменским отложениям (рис. 3). По определению А.Б. Юдиной, граница франских и фаменских отложений четко определяется находками позднефранских конодонтов *Palmatolepis gigas* (обр. 86/145) и раннефаменских конодонтов *Palmatolepis triangularis* (обр. 86/126) вблизи подошвы и кровли этой пачки.

Выше, в фаменской части толщи, распространены вторичные псевдобрекчиевые известняки, выделяющиеся четкой пятнистостью. Подобная текстура образована за счёт участков тёмных массивных известняков в виде крупных (до 2-3 см) угловатых фрагментов на фоне светлого разнокристаллического вторичного кальцита или доломита. Такой цемент образуется в результате избирательной перекристаллизации по трещинам: последние хорошо видны и в шлифах. Эти породы можно ошибочно принять за обломочные разности отложений склонов биогермов. Иногда биогермные образования облекаются слоистыми и массивными биокластовыми известняками, заключающими прослойки онколитово-сгустковых известняков и линзы брахиоподовых ракушнякав. Последние образуют наклонно слоистые тела, особенно отчетливые и распространенные в фаменской части толщи. Здесь скопления целых раковин и разрозненных створок, иногда ориентированных по наслоению, формируют линзовидные тела длиной от 10 см до 2 м и мощностью от 2 до 30 см, легко рассыпающиеся при ударе и иногда располагающиеся на близких уровнях. Остатки брахиопод не сортированы по размеру и содержат, по определению Т.М. Безносовой, представителей разных родов, например *Plectorhynchella*, *Junnanellina*, *Plicatifera*, *Chonetipustula* и *Cyrtospirifer*. Интересно, что совместно с брахиоподами можно встретить обломки стеблей криноидей, достигающие 4–8 см в длину. Это позволяет гово-

ритель не о раковинных накатах, образовавшихся в условиях подвижной водной среды, а напротив – о свалах в затишных обстановках. Это тем более вероятно, что такие ракушняки отмечаются среди слоистых биокластовых известняков, прилегающих к массивным биогермным образованиям. Возможно, микробиальные известняки в основном состоят биостромные пласты или линзы, чередующиеся с толстоплитчатыми биокластовыми разностями. Широко распространены сгустково-комковатые известняки. Характерно, что оолитовые известняки, отмечающиеся в разрезе р. Шернядейта в виде слоев, здесь встречаются лишь в виде мелких линз или, участков среди биокластовых разностей, а чаще всего рассеяны в породе. Оолиты размером от 0.3 до 3 мм, имеют микробиальную оторочку или микробиальное ядро и ассоциируются с микробиальными сгустками и комками в перекристаллизованном кальцитовом цементе (рис. 4). Часто они имеют сложное строение, включая до трёх ядер, нарушенную сплошность и края со следами растворения.

В разрезе обн. 68 слои массивной толщи видимой мощностью около 50 м расположены в зоне крупного тектонического нарушения, где оказались сближенными отложения нижнего силура, верхнего девона и нижнего карбона (рис. 1а). В отличие от разреза обн. 86, здесь не встречаются брахиоподовые ракушняки и отчетливо биогермные известняки. Развита известняки массивно-плитчатого сложения микрозернистые со скоплениями несортированного скелетного материала, биокластово-водорослевые с колониями пластинчатых строматопороидей, участками полностью или частично окремненными. Микроскопически различимы желвачки цианей *Girvanella*, *Sphaerocodium* и фрагменты зеленых дазикладиевых водорослей. О.В. Богоявленская определила строматопоры

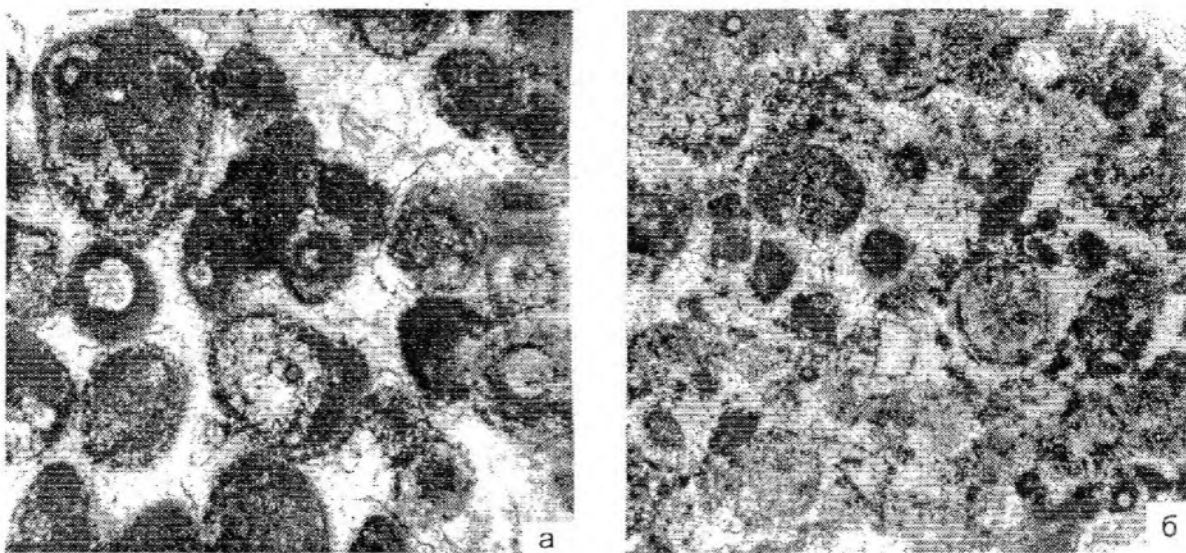


Рис. 4. Типы известняков с оолитами (ооидами) в фаменском ярусе. а – сгустково-комковатый известняк с оолитами. Видны микробиальные оторочки вокруг оолитов и внутри них; б – сгустково-комковатый известняк с оолитами. Отчетливо наблюдается зарождение радиальной оторочки вокруг микробиальных сгустков разной формы и размера. Масштабная линейка 1 мм.

Trupetostroma cf. bassleri (Lec.), характеризующие отложения кыновского горизонта нижнего франа. Тонкоплитчатые иловые известняки с пропластками глинистых известняков, перекрывающие нижнефранскую толщу в обн. 68, отличаются своеобразной пестроцветностью. Внешне они сходны с породами верхнего фамена из разреза р. Шарью, расположенного выше по реке.

Результаты проведенных исследований позволяют констатировать, что массивная карбонатная толща верхнего девона р. Шарью характеризуется линзовидным чередованием литокластовых, биокластовых и биогермных образований и широким развитием, особенно в фаменской части разреза, сферово-узорчатых и сгустково-комковатых разностей. Здесь мы не находим отчетливо выраженных по латерали и по разрезу типичных рифовых фаций, которым свойственны полосовидная зональность или отчетливая пятнистость, наблюдаемые нами в силурийских и нижнедевонских рифах Печорского Урала. Не установлено и признаков экологической зональности, присущей рифам. Биоценоз в целом отличается бедностью таксономического и видового состава, тогда как известно, что главной особенностью рифового сообщества являются его чрезвычайное богатство и разнообразие. Заметим, что всеми исследователями при характеристике карбонатных толщ верхнего девона Печорского Урала и Приуралья, сходных с описанными, отмечается распространение оолитовых известняков [2, 4, 6], накопление которых обычно связывается с обстановками очень подвижного мелководья. Известно, что в районах современного карбонатонакопления обильные оолитовые пески развиты на отмелях мелководных карбонатных банок. Классическим примером таких образований являются Багамские банки, представляющие собой группу погруженных карбонатных плато, прорезанных глубокими проливами [24 и др.]. Оолиты слагают крупные линейно-вытянутые тела отсортированных песков, сформированные штормовыми и приливно-отливными течениями [21]. На северном краю Большой Багамской банки имеется склон с реликтами рифов на краю шельфа и маломощной кромкой карбонатных (оолитовых и биокластовых) песков [20]. Оолиты, которые мы наблюдали в разрезе р. Шарью, не образуют крупных линзовидных или пластовых тел с хорошей сортировкой, косослоистыми текстурами и однородных по строению. По структуре эти оолиты правильнее считать ооидными образованиями, возможно, близкими к вадозным пизолитам, а не типичными элементами оолитовых песков. К этому особому типу ооидов относятся конкреционные образования вадозных обстановок, отражающих многочисленные периодические колебания уровня моря во время накопления карбонатных осадков. Такие образования могут представлять собой и переотложенные в вадозных обстановках микробиальные и водорослевые онколиты, сформировавшиеся в условиях сублиторали. Вероятно, именно с этим связано растрескивание и выщелачивание некото-

рых ооидов. Периодическое проявление супралиторальных обстановок подчеркивается также фактами растрескивания и выщелачивания микробиальных образований. В этом случае отчетливо видно, как по краям трещины в известняке, образованном ассоциацией цианобактерий *Epiphyton-Renalcis-Izhella*, развивается бактериальная пленка. Пустотное пространство затем заполнялось сгустками и комками из фрагментов разрушавшихся цианобактериальных нитей и микропроблематики. Накопившийся осадок закрепился нитчатыми цианеями, образующими строматолитоподобную корку, а полость в последствие залечилась вадозным кальцитовым цементом.

Установлено, что преобладание мелких органогенных построек и микробиальных ассоциаций свидетельствует о неблагоприятных (стрессовых) обстановках для формирования рифовой экосистемы [17]. Это могло быть связано с частыми колебаниями уровня моря, происходившими в позднедевонское время не только в Тимано-Печорском бассейне [2, 25], но и глобально [16, 20], и отклонением в химизме и газовом режиме морских вод. Так, широкое распространение остатков девонских харовых водорослей (ооспорангиев рода *Umbella*) может свидетельствовать о некогда пышном их развитии в обстановках крайнего мелководья [10]. Отмирание значительной массы вегетативных частей этих водорослей могло создавать аномальный газовый режим придонных вод (дефицит кислорода и сероводородное заражение). Присутствие в микробиальных ассоциациях цианей рода *Palaemicrocodium*, свидетельствует о возможном периодическом возникновении лагунных и пресноводных условий [11, 18]. Палисадно расположенные членики (клетки) палеомикрокодий, возможно, образовывали небольшие подушечки или корочки на поверхности микробиальных известняков во время значительного обмеления или осушения моря, на них затем прикреплялись пузырчатые формы цианей *Shuguria*, *Renalcis* и кустистые *Epiphyton*. Альгологи считают *Palaemicrocodium* более древним представителем позднепалеозойских органоминеральных образований рода *Microcodium*, на происхождение которых в настоящее время существуют две основные точки зрения: 1. Микрокодии - это водоросли, образовавшиеся в обстановках морского мелководья, лагун, озёр и дельт [11, 18 и др]; 2. Микрокодии представляют собой результат кальцитизации симбиотической ассоциации почвенных грибов и корней растений и рассматриваются как диагностический признак субаэральной переработки осадков любых фаций, что хорошо демонстрируется в верхнепермских отложениях Тимано-Печорского региона [9]. Поэтому вполне определенно можно говорить, что находки *Palaemicrocodium* в верхнедевонских биогермных известняках разреза р. Шарью (обр. 86/166, 86/120, 86/102), в любом случае отражают обстановки седиментации, являвшиеся стрессовыми для развития рифовой экосистемы.

В заключение отметим, исходя из признаков, выявленных при изучении верхнедевонской крупной органогенной постройки р. Шарью, можно констатировать, что она формировалась в довольно спокойных гидродинамических условиях при изменении уровня моря и обстановок, благоприятных для развития рифовой экосистемы. Это приводило к периодическому возникновению супралиторальных обстановок, проявлявшихся в растрескивании и выщелачивании водорослевых и ооидных образований и появлении палеомикрокодий. Именно в таких условиях основными каркасными и цементирующими организмами могли быть только цианобактериальные сообщества. Ассоциирующиеся с ними карбонатные песчаники и гравелиты характеризуются вторичными структурами. Поэтому, квалифицируя генетический тип позднедевонской органогенной постройки, мы можем говорить о формировании довольно мощного биогенного сооружения, в котором только в позднем фране присутствовали строматопороидеи и, возможно, ругозы в составе метазойной части биогермных ассоциаций на окраине изолированных карбонатных платформ. В фаменское время это была постройка типа микробиального купола, по классификации Джеймса и Буркё [22], отражающая обстановку спокойноводных условий склона. Подобные склоновые постройки, называемые литогермами, развиты вдоль склона Большой Багамской банки [14]. В целом такие биогенные сооружения рассматриваются, как латерально недифференцированные наслоенные карбонатные тела, представляющие собой линзовидное чередование биогермных и небιοгермных образований без типичных рифовых брекчий и развитой синседиментационной морской цементации, и называются органогенными телами типа карбонатных банок [23]. Такие постройки формировались на изолированных карбонатных платформах в окружении аноксичных вод, в условиях, когда частые колебания уровня моря, гидрохимические отклонения и холодные придонные апвеллинговые воды препятствовали развитию рифовой экосистемы, которая в течение столь длительного времени оставалась на начальной=пионерной стадии экологической сукцессии. Вероятно, сильная регрессия, связанная с фаменским оледенением в южных палеоширотах [19], вызвала смещение биогенного карбонатонакопления на склоны карбонатных банок, а позднефранское событие массового вымирания [19] полностью лишило фаменское биогермное сообщество каркасных метазойных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляева Н.В., Корзун А.Л., Петрова Л.В. Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы (в связи с формированием рифовых резервуаров). – СПб: Наука, 1998. – 154 с.
2. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. /А.И. Першина, В.С. Цыганко, Э.С. Щербаков и др. – Л.: Наука, 1971. – 130с.

3. Верхнедевонские барьерные рифы Т-П П и методы их поисков /А.В. Соломатин, Н.Д. Матвиевская, Б.Я. Вассерман, М.М. Грачевский //Рифогенные образования нефтеносных областей Русской платформы. – М.: Гостоптехиздат, 1976. – С.140-149. (Тр. /ВНИИГРИ; Вып. 194).
4. Верхнедевонские карбонатные банки на севере Предуральяского краевого прогиба / В. В. Меннер, М.В. Михайлова, Г.А. Шувалова и др. //Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. – М.: ИГиРГИ, 1991. – С.122-136.
5. Верхний девон северного окончания гряды Чернышева /Л.А. Гобанов, И.В. Деревянко, В.В. Кочмашев и др. //Фанерозой европейского Севера России. – Сыктывкар, 1992. – С.17-26. (Тр. /Ин-та геол. Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 75).
6. Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. – Л.: Наука, 1978. – 204 с.
7. Кушнарева Т.И. Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции. – М.: Недра, 1977. – 135 с.
8. Кушнарева Т.И., Матвиевская Н.Д. Рифогенные структуры Печорской депрессии перспективы их нефтегазоносности // Геол. нефти и газа. – 1966. – № 8. – С.30-33.
9. Малышева Е.О., Антошкина А.И. Микрокодии в верхнепермских отложениях Печорского бассейна как показатель субаэральных условий // Расширенные тезисы докладов II Международного семинара "Минералогия и жизнь: биоминеральные взаимодействия". – Сыктывкар, 1996. – С.56-57.
10. Маслов В.П. Атлас порообразующих организмов. – М.: Наука, 1973. – 267с.
11. Маслов В.П. Ископаемые известковые водоросли СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956. – 300с. (Тр./ ГИН АН СССР; Вып. 160).
12. Першина А.И. Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева. – Л.-М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 122с.
13. Региональные особенности размещения рифогенных образований и новая модель литофациальной зональности во франских и нижнефаменских толщах Хорейверской впадины /В.Вл. Меннер, Л.С. Саятина, А.В. Баранова и др.// Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. – М.: ИГиРГИ, 1991. – С.56-72.
14. Селлвуд Б.У. Мелководные морские карбонатные обстановки. //Обстановки осадконакопления и фации. /Рединг Х.Г. (ред.). – М.: Мир, 1990. Т. 2, С. 51-73.
15. Тихий В.Н. О природе девонских карбонатных массивов в бассейне Печоры //Сов. геол. – 1984. – № 6. – С.57-64.
16. Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы. – М.: Недра, 1995. – 445 с.
16. Antoshkina A.I. Organic buildups and reefs on the Palaeozoic carbonate platform margin, Pechora Urals, Russia //Sedimentary Geology. – 1998. – Vol.118, Iss.1-4. – P. 187-211.
17. Cooper P. Reefs under stress: the fossil record. //Cour. Forsh. Senc. 1994. № 72. P. 87-94.
18. Flugel E. Microfacies analysis of limestones. – Berlin; New York: Springer-Verlag. – 1982. – 633p.
19. McGhee G.R. The Late Devonian Mass Extinction: The Frasnian/Famennian crisis. – New York: Columbia University Press, 1996.-303 p.
20. Hine A.C. Lily Bank, Bahamas: History of an active oolite sand shoal //J. Sediment. Petrol. – 1977. – Vol. 47, № 6. – P. 1554-1581.

21. Hine A.C., Wiber R.I., Neumann A.C. Carbonate sand bodies along contrasting shallow-bank margins facing open seaways northern Bahamas //Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol. – 1981. – Vol. 65, № 2. – P. 261-290.

22. James N.P. Bourque P.A. Reefs and Mounds. /R.G.Walker, N.P.James (eds). Facies Models – Response to Sea-Level Change // Geological Association of Canada. – 1992. – P. 323-347.

23. James N.P., Geldsetzer H.H.J. Reefs – Canada and adjacent areas. Introduction. Reefs Canada and adjacent areas. / Ed. H.H.J. Geldsetzer and N.P. James. // Canadian Society of Petrol. Geol. Calgary, Alberta, Canada. – 1988. – P.1-7.

24. Newell N.D., Purdy E.C., Imbrie J. Bahamian oolite sand // J. Geol. – 1960. – Vol. 58, № 5. – P.481-497.

25. Tsyganko V.S., Yudina A.B. Late Devonian sea fluctuations in the Pechora plate. // Devonian Eustatic Changes of the World Ocean Level: Abstracts. – Moscow, 1994. – P.40.

ВИЗЕЙСКО-СЕРПУХОВСКИЙ РИФ НА р.ХЕЙЯГА (ПАЙ-ХОЙ)

Г.Ф.СЕМЕНОВ

На западном склоне Приполярного Урала, на границе Елецкой (карбонатной) и Лемвинской (сланцевой) зон А.И.Елисеевым (1971) установлен риф визейского возраста. В этой связи несомненный интерес представляют отложения на р.Хейяга (Западный Пай-Хой), расположенные также на границе карбонатной и сланцевой зон. Здесь, в районе устья р. Мадагаю, выходят известняки, отвечающие по многим признакам рифовым образованиям.

Геоморфологически риф практически не выражен. Он обнажен фрагментарно, в виде отдельных небольших выходов (рис. 1), что сильно затрудняет его изучение. Наблюдаемое поле распространения рифогенных пород составляет примерно 8 км², при этом нижнюю часть рифа с подстилающими породами можно наблюдать в обн. 61, а верхнюю – в обн. 50. Общая мощность рифогенных пород равна 100–150 м.

Рифовая толща характеризуется текстурной неоднородностью и многообразием слагающих ее известняков: водорослевых, брахиоподовых, кораллово-брахиоподовых биоморфных, а также детритовых, детритоидных и обломочных.

Водорослевые известняки имеют наиболее широкое распространение и являются основным каркасным материалом. Из-за сильной перекристаллизации и кальцитизации пород сохранность водорослей плохая, что затрудняет выяснение их систематической принадлежности. Для этих известняков характерны инкрустации и пятнистость, обусловленная неравномерной перекристаллизацией и различием

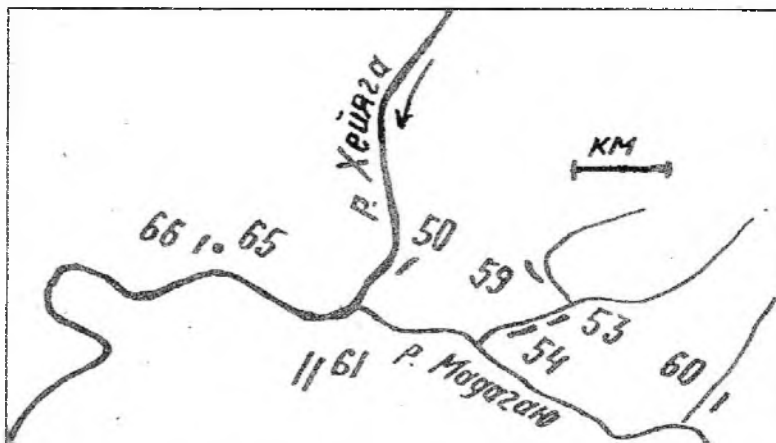


Рис. 1. Местонахождение обнажений на р. Хейяга и её притоках.

известкового материала, что нередко придает породе узорчатый вид. Наблюдаются также строматолитовая и реже онколитовая текстуры.

Своеобразны известняки в обн. 50, где выходит верхняя часть рифа (10 м). Визуально в них обнаруживаются неясная слоистость и мелкие раковинки брахиопод. Под микроскопом же видно пятнисто-узорчатое строение. Одни участки породы сложены комками или сгустками, другие – кристаллическим кальцитом. Преобладают первые, причем образованы они микрозернистым кальцитом, имеют обычно нечеткие контуры и размеры до 0.1-0.2 мм, в отдельных случаях до 1 мм. Комки находятся среди разномзернистого кристаллического кальцита. Нередко в породе наблюдаются инкрустации из более крупнокристаллического кальцита. В шлифах этих известняков видны водоросли фасциеллы, а также детрит мшанок и криноидей, иногда опутанный нитевидными водорослями.

Водорослевые биогермные известняки с более четким рисунком встречаются в обн. 53 и 54. Здесь, судя по отдельным разрозненным выходам, наблюдается переслаивание детритоидных и биогермных пород. В обн. 54 водорослевые известняки достигают мощности 40 м (в этом месте ручей образует каньон с высокими обрывистыми стенками). Породы сильно трещиноватые, массивные, элементы залегания определить не удастся. Под микроскопом видны проблематичные водорослевые образования, которые практически нацело слагают породу (рис. 2). Эти образования создают основную массу, являясь каркасным материалом, а

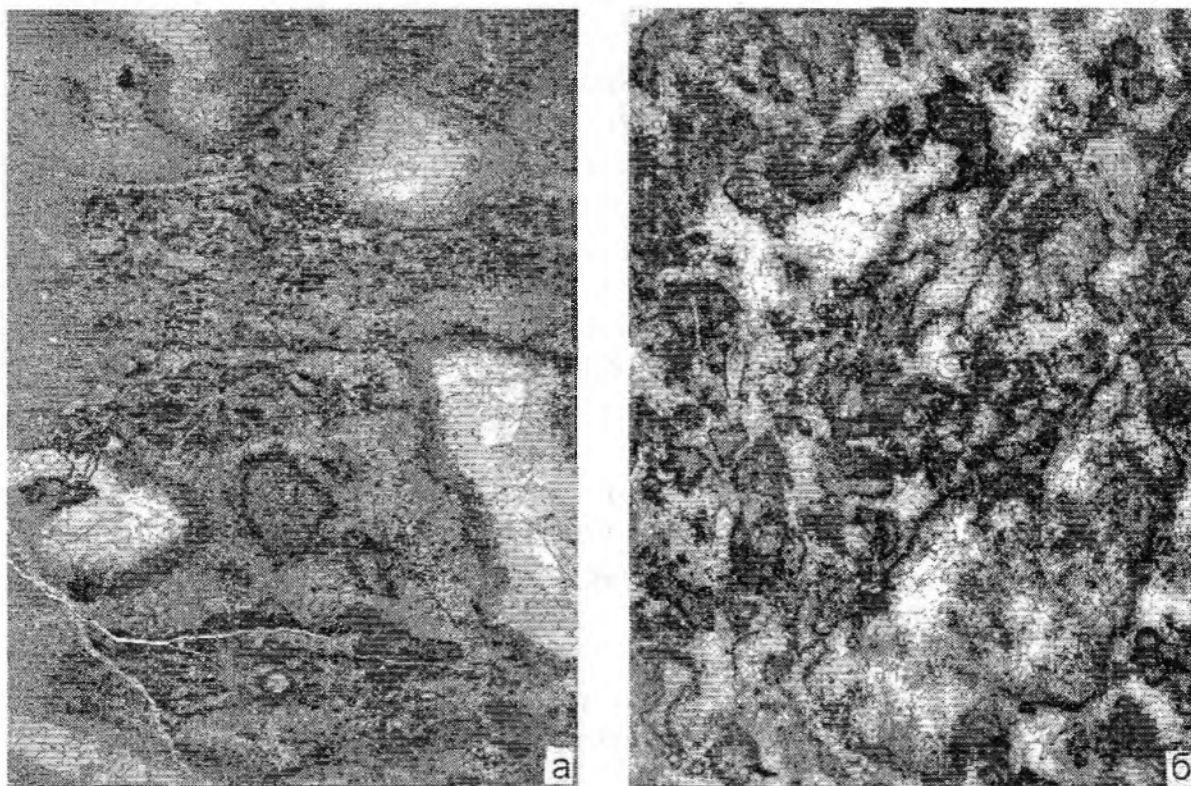


Рис. 2. Микроструктура водорослевых известняков:
а – шл. X-54/195, ув. 11, обн.54; б – шл. X-54/199, ув. 12, обн. 54.

промежутки между ним заполнены разнотернистым кристаллическим кальцитом. Встречаются столбики (до 2 см) строматолитов. Детритовый материал довольно разнообразен (криноидеи, мшанки, фораминиферы и др.).

Другие биоморфные породы имеют подчиненное значение. Так, в обн. 61 и 65 наряду с водорослевыми развиты брахиоподовые и коралловые известняки. В обн. 66 выходит толща мощностью около 25 м, сложенная брахиоподовыми ракушечниками, состоящими из мелких (до 2 см) раковин рода *Ambocoelia* (определение Н.В.Калашникова).

Детритоидные известняки (раковинные песчаники) в обн. 53 и 54 залегают прослоями (до нескольких метров) среди комковато-детритовых и обломочных известняков. Детрит представлен остатками водорослей, криноидеи, реже мшанок, брахиопод и фораминифер. Встречаются также обломки микротернистых известняков. Детрит и обломки хорошо окатаны, хотя изредка встречаются и угловатые разности. Размер детрита обычно 0.3-1 мм, но отдельные обломки более крупные – до 2.5 мм. Цемент базальный, выполнен кристаллическим кальцитом. На долю цемента приходится до 20-30%. В этих породах встречаются раковины мелких брахиопод, кораллы и редкие водорослевые желвачки.

Известняковые брекчии наблюдаются в обн. 59 и 60 и представляют собой, по-видимому, обломочный шлейф рифа. Они в виде слоев и линз мощностью до 15 м переслаиваются с комковато-детритовыми известняками и известняковыми песчаниками. Размер обломков в брекчиях разный (от нескольких до 50 см). Обломки составляют почти всю массу породы, цемента очень немного. Макроскопически обломки в брекчиях практически одинаковые – серые известняки, в которых иногда встречаются раковины брахиопод. Под микроскопом видно, что обломки сложены водорослевыми или детритоводорослевыми известняками. Цемент в брекчиях представлен мелкообломочным известковым материалом с примесью глинистого материала и редкими зернами терригенного кварца. В брекчиях присутствуют небольшие линзовидные участки алевролита, по-видимому выполняющего пустоты. В случае более сильной окатанности обломков породы переходят в конглобрекчии. Такая известняковая конглобрекчия обнаружена в обн. 59, где она выходит по простиранию на расстоянии 250 м, имея невыдержанную мощность (от нескольких до 18 м). Размер обломков в конглобрекчии различный, от 1 до 50 см. Они сложены известняками детритовыми, биоморфными и микротернистыми. В детритовых известняках найдены верхневизейские фораминиферы. Количество цемента незначительное (5-10%). В толще конглобрекчий присутствуют неправильной формы линзы (до 1 м) серых алевролитов.

О возрасте рифа можно судить по находкам фауны из подстилающих и перекрывающих известняков. В подстилающих породах (обн. 61), пред-

ставленных темно-серыми мелкодетритовыми известняками с прослоями кремней, обнаружены фораминиферы *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Teod.), *Archaediscus karreri* Brady, *A. ex gr. moelleri* Raus., *A. moelleri* var. *gigas* Raus., *Omphalotis samarica* (Raus.).

В покрывающих породах (обн. 50), детритовых и обломочных известняках, содержатся фораминиферы *Endothyranopsis crassus* Brady, *Globoendothyra globulus* Eichw., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Teod.), *Omphalotis samarica* (Raus.), *Archaediscus karreri* Brady.

По заключению В.А.Чермных, возраст рифа находится в пределах веневско-серпуховского времени.

В заключение следует отметить, что эта заметка имеет целью привлечь внимание к рифу на р. Хейяга, который, несомненно, заслуживает более детального изучения. Кроме того, есть основание предполагать развитие рифов визейско-серпуховского возраста и на р. Сибирчата (Западный Пай-Хой).

ЛИТЕРАТУРА

Елисеев А.И. Визейский риф на западном склоне Приполярного Урала // ДАН СССР. – 1971. – Т.200, №3. – С.672—675.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОБЛОМКОВ В ИЗВЕСТНЯКОВЫХ БРЕКЧИЯХ КАРБОНА ПЕЧОРСКОГО УРАЛА

А.Н. САНДУЛА

Вопрос о происхождении известняковых брекчий карбона на Печорском Урале рассматривался многими исследователями, но остается не решенным и до сих пор. Важным моментом этой проблемы является выяснение областей сноса обломочного материала, о чем можно судить по составу обломков. Однако изучению их уделялось мало внимания. Предположения об областях сноса вытекали больше из общегеологических данных, подчиненных той или иной генетической гипотезе происхождения брекчий, чем по составу обломков [3]. Дело в том, что известняковые брекчии никогда не были объектом специального исследования, а изучались лишь попутно при региональных работах.

Изучение состава обломков в брекчиях было предпринято нами по совету А.И.Елисеева и осуществлялось на его богатом материале, охватывающем практически все известные выходы известняковых брекчий карбона на Печорском Урале. Всего нами было просмотрено около 700 шлифов, а также описания разрезов соответствующих обнажений.

В серпуховско-башкирских отложениях Печорского Урала выделяются два основных типа разрезов – восточный (кожымский), охватывающий западный склон Урала и частично южную оконечность гряды Чернышева, и западный (шарьюский), развитый на всей остальной части гряды [1, 2].

Известняковые брекчии подразделяются на три основных типа: массивные – грубообломочные породы, состоящие из крупных (до 1.5 м в поперечнике) обломков известняков и образующие значительные толщи разрезы рек Кожым, Вангыр, Щугер, Ылыч; рис.1); пластовые – размер обломков обычно до 0.2-0.3 м, переслаиваются с известняками (разрезы рек Б. Инта, Войпемданью, Изъяю, Щугер и Подчерье); внутрипластовые – встречаются в виде гнезд среди известняков (разрезы рек Б. Сыня, Еджыдью, Шарью и Заостренная [2]. К кожымскому типу разре-

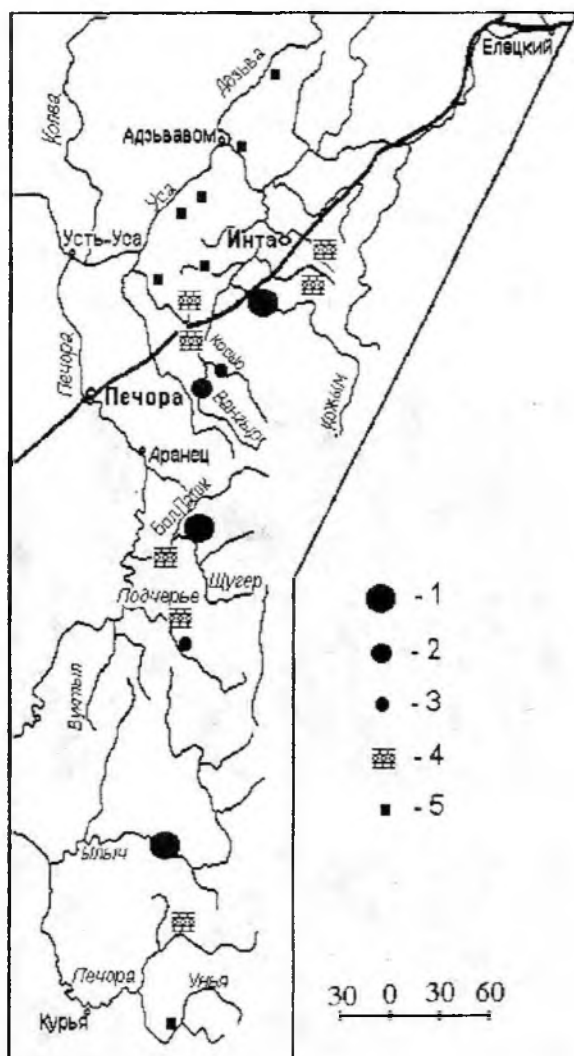


Рис.1. Распространение известняковых брекчий карбона на Печорском Урале (по А.И.Елисееву с дополнениями автора). 1-3 – грубообломочные преимущественно массивные брекчий с максимальным размером обломков: 1 – до 1.5 м, 2 – до 1 м, 3 – до 0.5 м; 4 – пластовые брекчий; 5 – внутрипластовые и маломощные пластовые брекчий.

кирского возраста [2]. Изредка в верхней части толщи брекчий встречаются обломки с раннемосковскими фораминиферами. Кроме фаунистических остатков в детритовых известняках содержится небольшое количество известковых водорослей – сине-зеленых и микрокомковатых.

Водорослево-детритовые известняки от детритовых отличаются большими содержанием и видовым разнообразием водорослей. Среди них можно выделить представителей сине-зеленых, зеленых водорослей и багряннок. Детритовый материал практически такой же, как и в детритовых известняках. Заметна лишь более интенсивная переработка детрита водорослями, что выражается в неровных, “изъеденных” краях остатков фауны и скоплениях микрокомковатого материала вокруг обломков.

зов приурочены массивные и пластовые брекчий, а к шаръюскому – внутрипластовые и маломощные пластовые.

Обломочный материал в **разрезах шаръюского типа** довольно однообразный и представлен только светлыми мелкодетритовыми, микрокомковатыми, доломитизированными и перекристаллизованными известняками [1].

Состав обломков в разрезах кожымского типа представлен различными типами известняков. По классификации М.С.Швецова [4] среди них можно выделить детритовые, водорослево-детритовые, водорослевые, известняковые песчаники, комковато-сгустковые, пелитоморфные и перекристаллизованные известняки.

Детритовые известняки практически нацело сложены детритовым материалом, по его крупности можно различать известняки крупно- (детрит определим в шлифе) и мелкодетритовые (детрит в шлифе почти не определим). Преобладают полидетритовые разности, в которых различимы остатки криноидей, брахиопод, мшанок, морских ежей, сфер и других организмов (рис. 2, а), а также раковинки фораминифер серпуховского и баш-

Водорослевые известняки практически нацело сложены остатками водорослей: двинелл, донецелл, фасциелл, ундарелл и др. По их соотношению можно выделить разновидности со смешанным комплексом и более однородные, среди которых наиболее характерны строматолитовые (рис. 2,б), фасциелловые (рис. 2,в) и ундарелловые (рис. 2,г) известняки.

Среди обломков изредка встречаются *известняковые песчаники*. Они сложены крупнодетритовым частично гранулированным материалом.

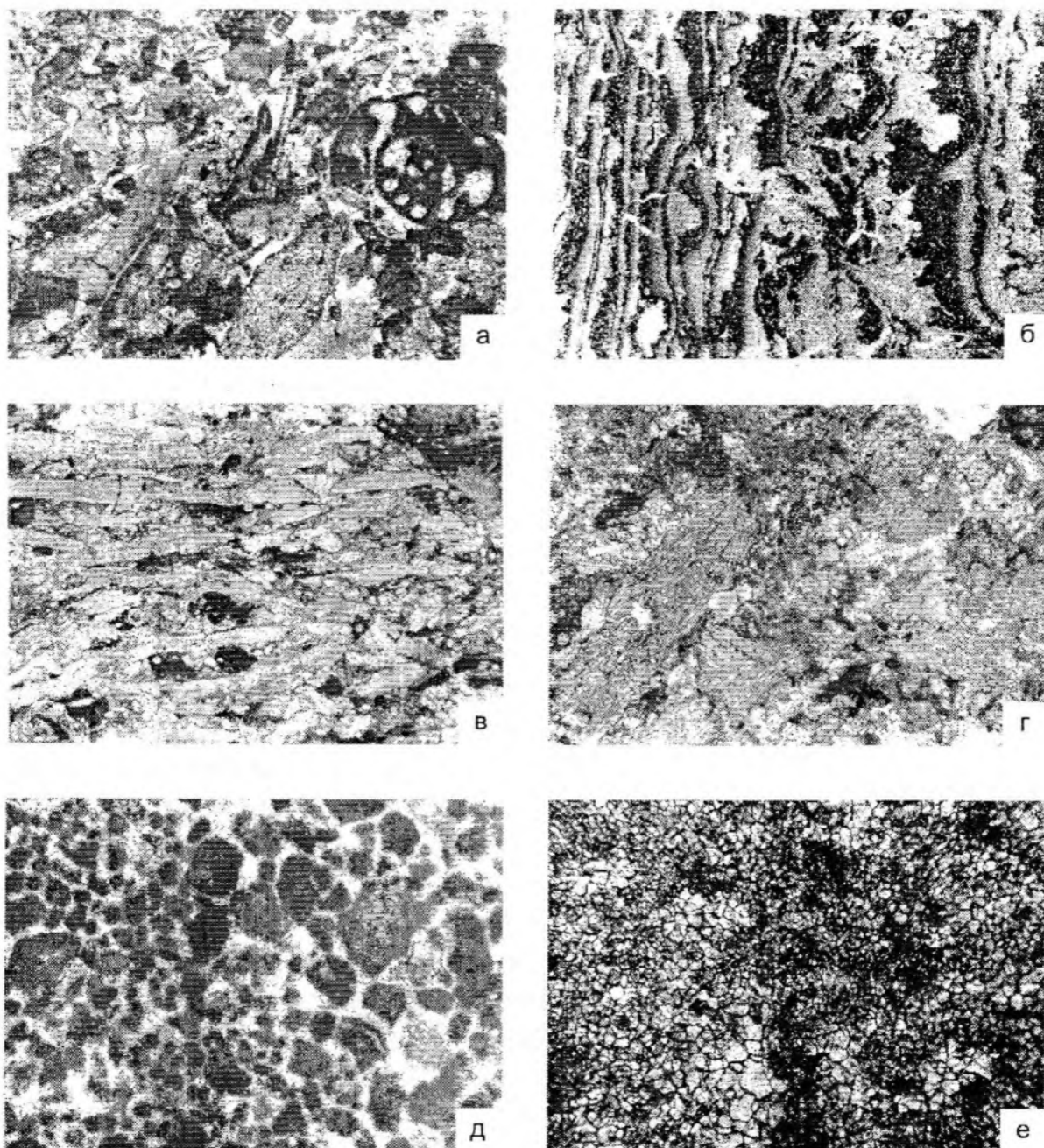


Рис.2. Типы известняков в обломках брекчий.

а – полидетритовый известняк, шл. 29/227, увел. 25, р. Щугер; б – водорослевый, строматолитовый известняк, шл. 54/82, увел. 40, р. Ылыч; в – водорослевый, фасциелловый известняк, шл.29/225, увел.25, р. Щугер; г – водорослевый, ундарелловый известняк, шл. 29/230, увел. 8, р. Щугер; д – комковатый известняк, шл. 12/541, увел. 50, р. Щугер; е – сгустково-узорчатый известняк, шл. 86/32, увел. 40, р. Ылыч.

Песчинки, как правило, хорошо окатаны и сортированы. Цементом в известняковых песчаниках является кристаллический кальцит.

Комковато-сгустковые известняки представляют собой породу, сложенную комками и сгустками пелитоморфного материала, сцементированными кристаллическим кальцитом. Иногда в разрез шлифов попадают частично или полностью гранулированные остатки фауны, а также небольшие скопления копролитов и пеллет. По соотношению комков и сгустков различаются комковатые и сгустково-узорчатые известняки. В первых (рис. 2,д) видны пелитоморфные комочки округлой или слегка вытянутой формы. Содержание комков в породе колеблется примерно от 50 до 90%, а размер чаще всего менее 1 мм. Сгустково-узорчатые известняки (рис. 2,е) отличаются от комковатых тем, что комки в них сильно “размыты”, а их сочетание образует узорчатые структуры биогермного характера. Содержание комков и сгустков в них несколько меньше (до 50%).

Пелитоморфные известняки нацело сложены микрозернистым известковым материалом, лишь изредка встречаются более крупные кристаллы кальцита или зерна кварца.

Перекристаллизованные известняки представлены породами, в которых первоначальная структура практически полностью уничтожена.

Детритовые известняки в составе обломков брекчий наиболее распространены в разрезах рек Изъяю, Вангыр, Кожым и Инта (рис. 3). Здесь их почти в два раза больше, чем в разрезах других рек. Обломки детритовых известняков представлены в большей части крупнодетритовыми разностями, которые практически одинаковы во всех разре-

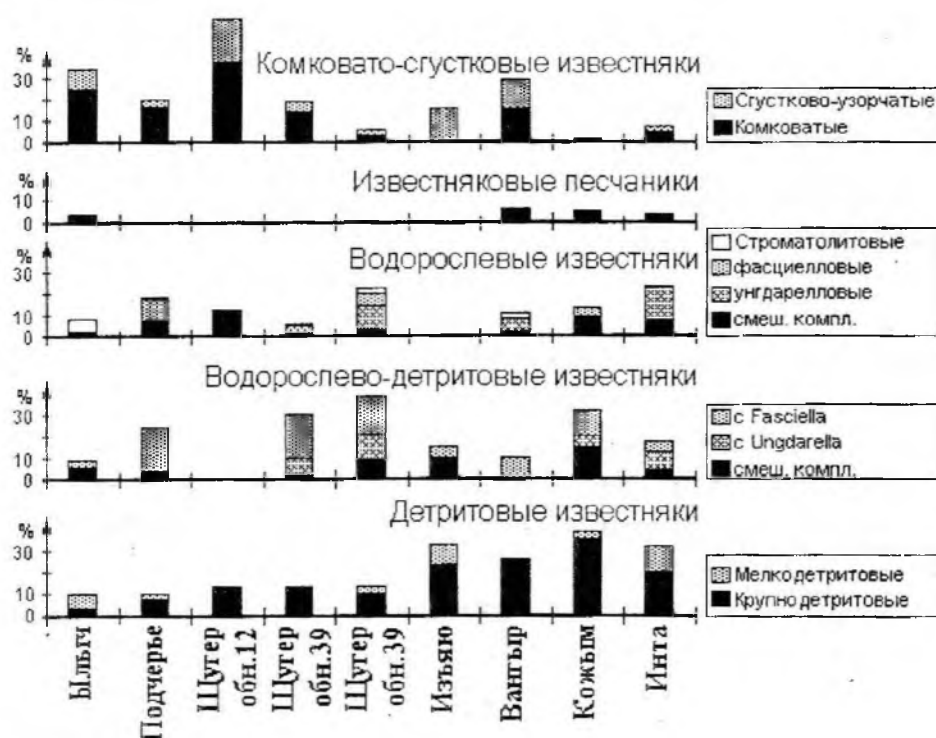


Рис.3. Состав обломков в брекчиях (разрезы кожымского типа).

зах. Мелкодетритовые же известняки распространены в меньшей степени, заметное их содержание (10-15%) можно отметить лишь в брекчиях нескольких разрезов (р. Ылыч, Изъяю и Инта).

Водорослево-детритовые известняки преобладают в составе обломков в разрезах рек Подчерье, Щугер (Средние ворота, обн. 29, и Верхние ворота, обн. 39) и Кожым, их содержание колеблется от 30 до 40%. Более показательное распределение разновидностей водорослевых известняков. Известняки со смешанным комплексом остатков водорослей встречаются практически во всех разрезах, но в большей мере в брекчиях Кожыма, в которых их содержание достигает 20%. Обломки с остатками водорослей *Ungdarella* встречаются в разрезах, расположенных севернее р. Подчерье. Максимальное их содержание отмечено в брекчиях р. Щугер, обн. 39 (до 15%) и р. Б. Инта (до 10%). Обломки с водорослями *Fasciella* встречаются практически во всех разрезах, но их максимум (около 20%) отмечается в разрезах р. Подчерье и Щугер.

Распределение в брекчиях обломков водорослевых известняков в некоторой степени повторяет распределение водорослево-детритовых, но их меньше – до 10-20%, за исключением брекчий р. Б. Инта, где обломков только фасциелловых известняков больше 20%. Что касается строматолитовых обломков, то заметное их количество (около 5%) отмечено в составе брекчий р. Ылыч.

Известняковые песчаники отмечены в составе брекчий разрезов рек Ылыч, р. Щугер (обн. 29), Вангыр, Кожым и Б. Инта.

Обломки комковато-сгустковых известняков наиболее характерны для брекчий р. Щугер, Подчерье и Ылыч (15-25%), много их и в брекчиях р. Вангыр (около 15%).

Обломки пелитоморфных известняков в сравнительно большом количестве встречаются в брекчиях рек Ылыч и Изъяю (соответственно 10 и 20%), тогда как в других брекчиях они либо не отмечены, либо количество их не превышает 5%.

Наконец, обломки перекристаллизованных известняков в том или ином количестве отмечены во всех брекчиях.

Анализируя приведенные выше различия составов обломков в брекчиях, область распространения разрезов кожымского типа можно разделить на три района: кожым-вангырский (разрезы рек Б. Инта, Кожым, Вангыр), щугерский (разрезы Верхних и Средних ворот р. Щугер и р. Подчерье) и илычский (разрез р. Ылыч). Брекчии кожым-вангырского района отличаются значительным содержанием обломков детритовых известняков и известняковых песчаников, для брекчий щугерского района характерны обломки водорослево-детритовых известняков, а для брекчий илычского – обломки комковато-сгустковых и строматолитовых известняков. Кроме того, в брекчиях р. Ылыч нет обломков известняков с остатками водорослей *Ungdarella*. Не вписываются в общую картину разрезы р. Изъяю и Нижних ворот р. Щугер, обн. 12. Но это, может быть,

связано с тем, что они приурочены к пограничным зонам развития брекчий.

Таким образом, проведенные нами исследования показывают, что состав обломков в известняковых брекчиях карбона Печорского Урала зависит от фациальной обстановки формирования брекчий. В области развития разрезов кожымского типа развиты преимущественно массивные и пластовые брекчии, сложенные обломками различных типов известняков. Проявляется также зависимость состава обломков от расположения разрезов этого типа. По составу обломков здесь выделяются три района: кожым-вангырский, щугерский и илычский. В отдельный район по составу обломков брекчий выделяются разрезы шаръюского типа. В отличие от предыдущих они представлены внутрипластовыми и маломощными пластовыми разностями, сложенными однотипными известняками.

Разный состав обломков в брекчиях позволяет говорить о наличии нескольких источников обломочного материала. По всей вероятности, в серпуховско-среднекаменноугольное время существовал ряд локальных поднятий, размыв которых давал обломочный материал для образования брекчий.

Автор благодарит А.И.Елисеева за руководство, консультации и материал для исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Елисеев А.И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. – 173 с.
2. Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. – Л.: Наука, 1978. – 204 с.
3. Сандула А.Н. Загадка известняковых брекчий // Вестник Ин-та геологии. – Сыктывкар: Геопринт, 1999. – №3. – С. 4-5.
4. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 416 с.

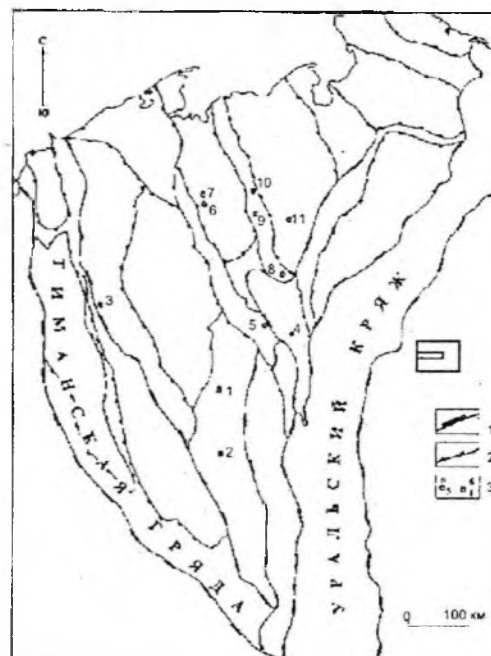
СУБАЭРАЛЬНЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПЕЧОРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАСЕЙНА

Е.О. МАЛЫШЕВА

Формирование пермских терригенных отложений Печорского седиментационного бассейна, расположенного на европейском Северо-Востоке (рис.1), происходило в условиях смены морского осадконакопления континентальным и было тесно связано с Уральским орогенезом. При изучении пермского терригенного комплекса установлено широкое распространение в разрезе верхней перми своеобразных карбонатных и терригенно-карбонатных пород, отличающихся от нормально-осадочных субаквальных известняков и доломитов. Следует отметить определенную территориальную и возрастную приуроченность рассматриваемых карбонатных пород. Максимальное развитие они получили в южном и юго-западном районах в пограничных уфимско-казанских отложениях и в отдельных интервалах казанско-татарской части разреза. Н.И.Никонову [8] даже удалось выделить реперные горизонты карбонатов, хорошо выраженные на кривых электрокаротажа скважин, на территории Омра-Лузской седловины. Подобные карбонатные породы были обнаружены на определенных уровнях и на севере бассейна (рис. 1).

Целью настоящей работы было выяснение природы этих образований и возможностей их использования для

Рис.1. Обзорная карта района исследований. 1-2 – границы структур: 1 – крупнейших (надпорядковых); 2 – крупных (I порядка); 3 – местоположения разрезов: а – в которых установлены калькриты; б – по которому проведены детальные исследования. Названия площадей: 1 – Верхнекошьюская, 2 – Вельюская, 3 – Верхнетобышская, 4 – рр.Б.Паток и Щугор, 5 – Печоро-Кожвинская, 6 – Пашшорская, 7 – Южно-Шапкинская, 8 – Чедтыйская, 9 – Возейская, 10 – Харьягинская, 11 – Веякская.



стратификации отложений и их фациального анализа. В качестве опорных были изучены разрезы скважин Верхнекосыюской площади, пробуренные по заказу ПО Печорагеофизика практически с полным отбором керна. Кроме выполненного нами детального макро- и микроскопического изучения в лабораториях Института геологии Коми НЦ УрО РАН был проведен комплекс рентгеноструктурных и химических исследований керна.

В разрезе скважины 485-Верхнекосыюская (рис. 2) эти образования можно разделить на две группы – карбонатно-терригенных и терригенно-карбонатных пород.

Группа карбонатно-терригенных пород (КТ) объединяет известковистые глины, алевролиты и реже песчаники с карбонатными желваками различных форм и размеров. Содержание карбонатного материала в желваках достигает 90%, но в породе сильно варьирует в зависимости от концентрации желваков, обычно не превышая 40%.

Желваками названы отчетливо обособленные от вмещающей массы известковые образования. Окраска желваков изменяется от светло-серой до красновато-коричневой и пестроцветной. Они отличаются неправильной прихотливой формой (см. таблицу, фото 1-3), а поперечник изменяется от нескольких миллиметров до 5-7 см. Иногда желваки сливаются, образуя более крупные скопления, придавая желваковый облик всей породе (там же, фото 4). Некоторые из них имеют концентрическое строение, обусловленное развитием прерывистых круговых трещин, выполненных поздним кальцитом (там же, фото 3). Микроскопически они, как правило, представлены тонкодисперсной микритовой карбонатной массой со сгустковой текстурой и рассекаются серией круговых и разнонаправленных трещин и полостей, выполненных крупнокристаллическим кальцитом. Они бывают достаточно однородны, а иногда в них сохраняются реликты вмещающей породы. В шлифах удается наблюдать и раннюю стадию концентрации карбонатного вещества в виде незначительного обособления карбонатного микрита и постепенного нерезкого замещения терригенных компонентов вмещающей породы. Результаты фазового химического (HCl-вытяжка) и рентгеноструктурного анализов свидетельствуют о преимущественно кальцитовом составе карбонатной фракции желваков. В разрезах позднепермских отложений по р. Б.Паток подобные желваковые образования получили широкое развитие и отличаются большим разнообразием. Наряду с описанными отмечаются биоценолитические желваки, в строении которых присутствуют фрагменты мелких раковин (остракод?) и водорослей (?). Кроме того, в составе карбонатной фракции нескольких образцов наряду с кальцитом обнаружена примесь родохрозита.

Вторая группа объединяет породы, в которых содержание карбонатного материала составляет 40-90%. Среди них, главным образом на ос-

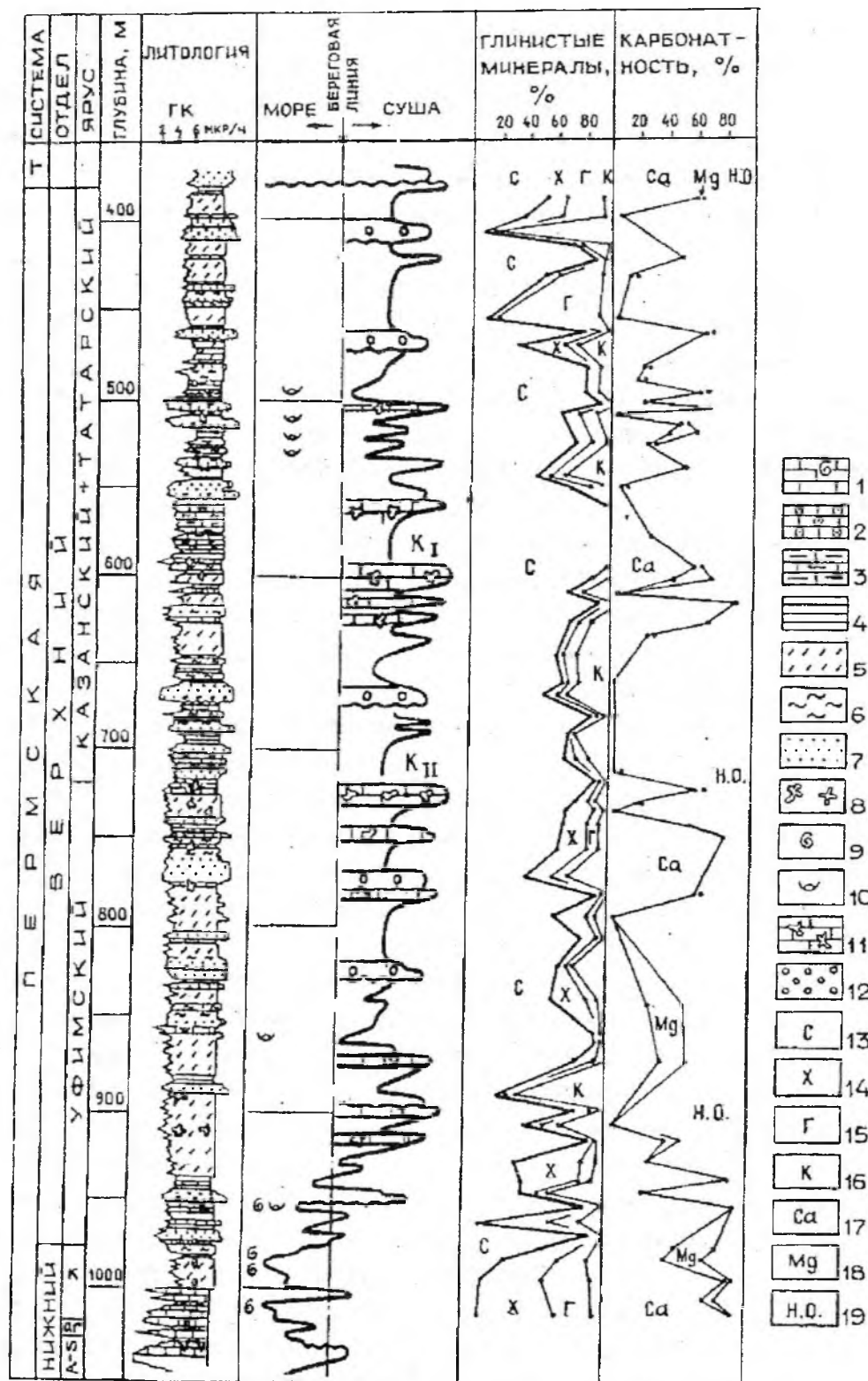


Рис.2. Литолого-минералогический разрез скв. 485- Верхнекошюская.

1-8 – обозначения в колонке “литология”: 1 – известняки органогенно-обломочные, 2 – известняки оолитовые, 3 – терригенно-карбонатные и карбонатно-терригенные породы, 4 – глинистые породы, 5 – переслаивание глинистых и алевроитовых пород, 6 – алевролиты, 7 – песчаники, 8 – карбонатные желваки; 9-12 – обозначения в колонке “море-суша”: 9-10 остатки фауны (9 – морской, 10 – неморской), 11 – пачки с калькретами, 12 – русловые песчаники; 13-16 – обозначения в колонке “глинистые минералы”: 13 – смектит, 14 – хлорит, 15 – гидрослюда, 16 – каолинит; 17-19 – обозначения в колонке “карбонатность” (по результатам пересчета восьмикомпонентного карбонатного анализа): 17 – CaCO_3 , 18 – MgCO_3 , 19 – нерастворимый остаток

новании текстурных признаков, может быть выделено пять основных литотипов терригенно-карбонатных (ТК) пород.

ТК1 – терригенно-карбонатные породы преимущественно буро-коричневого и реже серого цвета с массивной и желваковой текстурами и “обломочно-гравийной” структурой (см. таблицу, фото 5). Своеобразие структуры этих пород макроскопически отмечается в виде россыпи глинистых комочков, придающих породе гравийный облик, а под микроскопом в составе основной карбонатной массы различаются отдельные “плавающие” включения глин и (или) обломочных зерен кварца, полевых шпатов, магматических и кремнистых пород песчаной и алевроитовой размерности. Глинистые включения характеризуются как градационным переходом в карбонатную массу, так и отчетливым контактом с ней. Часто вокруг них развиваются крустификационные кальцитовые каемки (там же, фото 6).

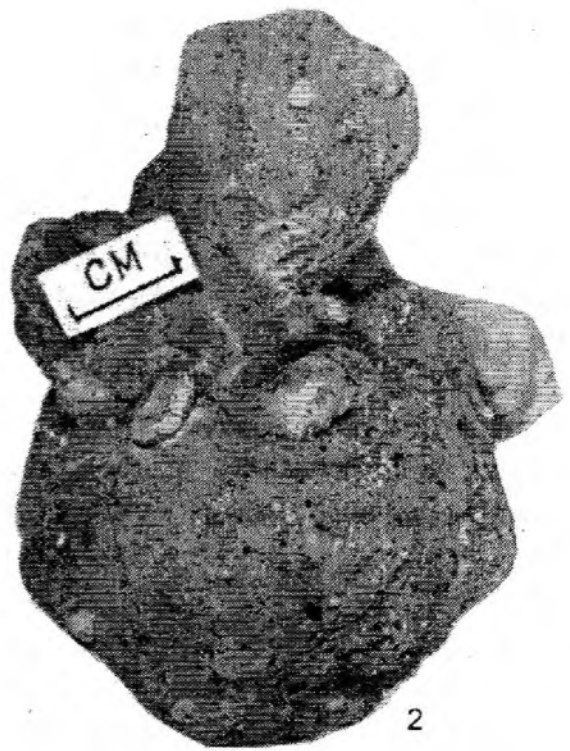
В одних случаях глинистые включения имеют отчетливые реликтовые признаки первичной глинистой породы, в других не исключается их обломочное происхождение. Для пород этого типа весьма характерны многочисленные трещины и полости прихотливой формы, выполненные кристаллическим кальцитом (там же, фото 11). Иногда основная карбонатная масса отличается отчетливой пизолитовой структурой. Содержание нерастворимого остатка изменяется от 25 до 60%, чаще находится в пределах 40–50%. По составу карбонатного материала выделяются преимущественно кальцитовые (с незначительной примесью доломита) и кальцит-доломитовые (содержание доломита достигает 50% от породы) разновидности. Первые имеют более широкое распространение в разрезе уфимско-татарских отложений.

ТК2 – серые и буровато-коричневые терригенно-карбонатные и карбонатные породы, брекчированные в результате корневой деятельности, со сгустковой текстурой основной карбонатной массы и многочисленными трещинами и полостями весьма причудливой формы (см. таблицу, фото 7), выполненными крупнокристаллическим кальцитом или глинистым материалом (там же, фото 9). Иногда в основной карбонатной массе отмечаются редкие глинистые включения, аналогичные описанным в типе ТК1

ТК3 – терригенно-карбонатные и карбонатные породы серого и светло-серого, реже буровато-коричневого цвета с брекчиевидной текстурой и многочисленными разнонаправленными трещинами, выполненными спаритовым кальцитом (там же, фото 8). Микроскопически основная карбонатная масса представлена скрытокристаллическим кальцитом со сгустковой текстурой, с трещинами и изометричными полостями, выполненными поздним крупнокристаллическим кальцитом. Брекчированность данных пород, вероятнее всего, обусловлена их растрескиванием. Кроме того, встречаются породы с пизолитовой и сферолитовой



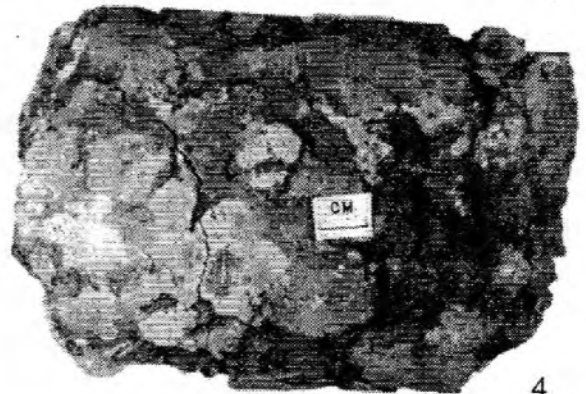
1



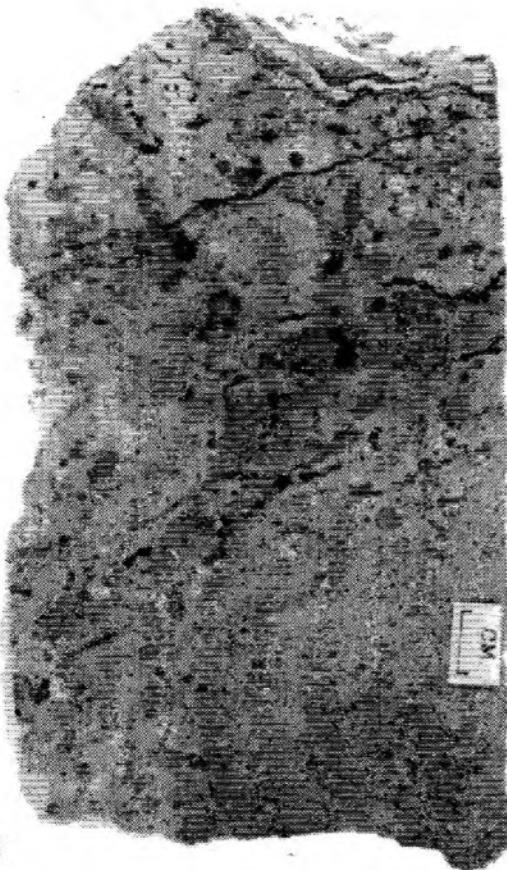
2



3



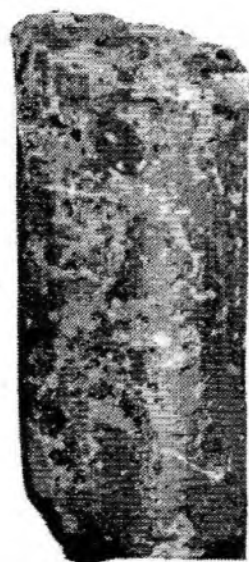
4



5



6



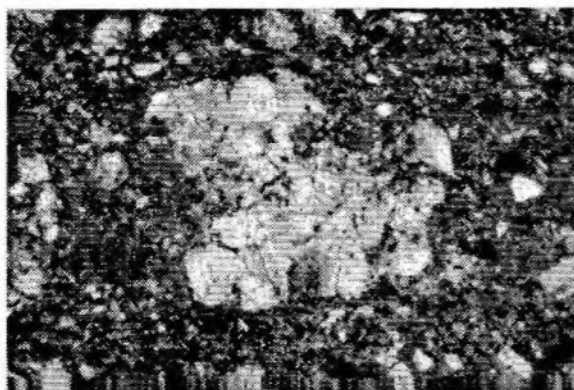
7



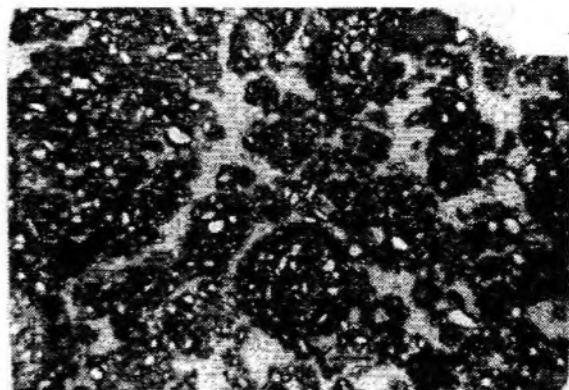
8



9



10



11

Текстурно-структурные особенности калькретов, развитых в верхнепермских отложениях Верхнекошкеевской площади.

Фото 1- 4 - морфология карбонатных желваков и особенности их развития во вмещающих породах (литотип КТ): 1 – вытянутая прихотливая форма прикорневого карбонатного образования (ризокреции), обр.30316, гл.680.5 м, скв.52; 2 – карбонатный желвак неправильной формы из красновато-коричневой глины, обр.30444, гл.573 м, скв.480; 3 – поперечный срез карбонатного желвака с системой концентрических (окаймляющих трещин), выполненных крупнокристаллическим кальцитом, обр.30445, гл.590м, скв.480; 4 – желваковая глинисто-карбонатная порода красно-коричневого цвета, представленная сросшимися желваками с глинистым выполнением интерстиций, обр.30604, гл.460 м, скв.485; 5 – терригенно-карбонатная порода с “обломочно-гравийной” структурой (литотип ТК1), обр.30614, гл.495 м, скв.485; 6 – “обломочно-гравийная” микроструктура, обусловленная присутствием в микритовой карбонатной массе реликтовых ожелезненных лептопелитовых глинистых включений с крустификационными каемками кальцитового состава (литотип ТК1), обр.30686 (ув.39.5), гл.730.7-741.8 м, скв.485; 7 – брекчиевидный калькрет (литотип ТК2), скв.480, гл.588 м; 8 – брекчиевидный калькрет (литотип ТК3), обр.30436, гл.553.5 м, скв.480; 9-10 – сгустково-комковатая микротекстура, трещины и полости выполнены кальцитом (литотипы ТК2 и ТК1): 9 – обр.30438 с гл.556 м, скв.480, 10 – обр.30439 с гл.557 м, скв.480; 11 – агрегат призматических образований *Microcodium*, обр.30715 (ув.45), скв.485, гл.798.5-808.8.

микротекстурами основной карбонатной массы. Карбонатное вещество в них обычно кальцитового, реже кальцит-доломитового состава.

В целом породы литотипов ТК2-ТК3 отличаются максимальной для данной группы карбонатностью. Наиболее часто встречающиеся значения выхода нерастворимого остатка составляют 10-12%, при вариациях от 6 до 24%. Такие породы появляются в верхах уфимского яруса и образуют маломощные (0.2-0.5 м) прослои.

ТК4 – терригенно-карбонатные породы преимущественно серого цвета с желваковой и массивной текстурами и сгустковой микротекстурой основной карбонатной массы без существенных примесей терригенного материала. Выход нерастворимого остатка составляет 12-14%, карбонатное вещество преимущественно кальцитовое иногда с примесью доломита.

ТК5 – терригенно-карбонатные породы, представленные рыхлой светло-серой, иногда белой мелоподобной породой и весьма схожие с глинистыми породами. Точная диагностика возможна только с помощью химического анализа. Выход нерастворимого остатка составляет 9-12%, карбонатное вещество кальцитовое и доломитовое:

В отдельных прослоях в литотипах КТ и ТК1-3 установлены реликты проблематичных образований *Microcodium* (см. таблицу, фото 10). Впервые они были выделены Г. Глюком в 1912 г. и отнесены к зеленым водорослям. Впоследствии В.П. Маслов [4] рассматривал их как “группу сине-зеленых известьотлагающих водорослей”. К. Клаппа [14], изучавший микрокодии из третичных и плейстоценовых горизонтов каличе, а также из современных почв, утверждает, что микрокодии представляют собой кальцитизированные симбиотические ассоциации почвенных грибов и корней высших растений. Результаты наших исследований [6] подтверждают такую трактовку.

В составе глинистых минералов описанных нами пород установлено резкое преобладание минералов группы смектита (более 85%) [7].

Распространение по разрезу и парагенез рассматриваемых пород с аллювиальными и озерными отложениями, наряду с отмеченными выше их текстурно-структурными особенностями, позволяют предположить, что формирование этих пород происходило в субаэральных условиях экзодиагенеза, а сами они представляют собой карбонатные коры, или каличе. Этот термин получил широкое применение на юго-западе США для обозначения вторичных карбонатных скоплений, приуроченных к поверхности каменистых почв, развитых в засушливых и полузасушливых районах. Подобные образования установлены в современных и четвертичных отложениях соответствующих климатических зон многих районов мира (Северной и Южной Америки, Африки, Ближнего Востока и др.).

Карбонатные коры обнаружены и в осадочных толщах: в пермских отложениях Техаса и Нью Мексико, в девонских и пермских красноцвет-

тах Великобритании, в пермских и триасовых отложениях Испании, в других красноцветных формациях. Можно думать, что они будут выявлены во многих других регионах, где подобные образования традиционно относились к иным фациальным типам.

В отечественной литературе не так много работ, специально посвященных карбонатным корам [2, 3, 9-12], хотя эти вопросы неоднократно рассматривались во многих публикациях, связанных с исследованиями кор выветривания и континентального литогенеза. Формирование каличе как один из возможных механизмов образования карбонатных пород в южных регионах Печорского бассейна рассматривалось А.А. Алабушиным [1].

Между тем в зарубежной литературе проблеме диагностики и выяснению условий образования каличе посвящено огромное количество работ, обзор которых сделан в нескольких сводках [13, 15, 16]. При этом каличе определяются как *“карбонатные отложения, характеризующиеся вертикальной зональностью и обычно представленные четырьмя типами пород: массивными мелоподобными, желваковыми порошкообразными, плитчатыми и плотной корой хардпэн”* [15]. Широкое применение получил также термин *калькрет*, который используется либо как синоним каличе, либо для обозначения аналогичных пород, но сложенных в основном карбонатом кальция. При этом доломитовые разновидности называются долоккретами, кремнистые – силькретами. Считают, что степень зрелости калькретов возрастает от желвакового типа к массивному (хардпэну) и далее к брекчиевидному. Достаточно подробно этот процесс рассмотрен и проиллюстрирован в работе В.Райта [17, рис. 14].

Итак, каличе, или калькреты, понимаются как континентальные приповерхностные накопления преимущественно карбоната кальция в тонкодисперсной и желваковой форме. Как в современных, так и в древних отложениях они обычно связаны с двумя обстановками: аллювиально-озерной и мелководно-морской. В последнем случае они образуются в результате субаэральной переработки при падении уровня моря. Тем не менее в понимании механизма формирования калькретов нет полной ясности. Большинство исследователей связывают этот процесс с внедрением насыщенных относительно карбоната кальция вадозных и пресных грунтовых вод в почвенные профили, коренные породы и осадки. Карбонатизация происходит путем как идиоморфных, так и полиморфных замещений. В результате формируются либо желваковая, либо массивная разновидности калькретов. В последних могут образовываться многочисленные трещины усадки и полости растворения, порождающие брекчиевидные текстуры.

Характерные диагностические признаки калькретов. Макро- и микропризнаки калькретов объединяют такие образования, как ризолиты, желваки, калькретовая слоистость, пизолиты, кристаллярии и ряд других.

Ризолиты – это органо-седиментационные образования, сформировавшиеся в корнеобитаемом слое погребенной почвы. Корневая система играет очень важную роль в развитии калькретов, при этом благоприятным фактором также является воздействие микроорганизмов. В простейшем случае ризолиты образуются, когда в результате отмирания и разложения корня остаются отпечаток или полость, которые могут постепенно заполняться осадком. Сохранение этой полости обеспечивается цементацией вмещающего материала. Очень часто вокруг корня образуется своеобразный чехол из сцементированного осадка. Он может быть представлен как спаритовым, так и микритовым и даже волокнистым кальцитом.

Карбонатные желваки широко распространены в калькретах. Они классифицируются по форме, внутренней структуре или по их соотношению с вмещающей массой. Одна из характерных черт желваков – это присутствие окаймляющих (круговых) трещин и полостей, которые формируются во время высыхания глинистого или илового матрикса.

Пизолиты и микритовые зерна песчаной размерности также очень типичны для многих калькретов. Они полигенны. Одни из них образуются в результате развития трещин усыхания, когда калькретовый матрикс расчленяется, подвергается незначительной транспортировке и скатыванию в пределах профиля. Другие формируются на месте в виде небольших комочков (*glaebules*).

Формирование *каевок вокруг зерен* весьма характерно для калькретов. Обычно они связаны со зрелыми профилями в пределах склонов, где происходит гравитационное перемещение зерен. “*Плавающие зерна*”, обычно силикаты, также встречаются в калькретах, что отражает смешение и замещение зерен. Весьма типично для калькретов развитие *кристаллярий* или выполнение различных типов трещин крупнокристаллическим кальцитом. Они в основном формируются в результате растрескивания и расширения трещин и полостей с последующим достаточно быстрым выпадением в осадок карбонатов в крупных порах.

Если сопоставить перечисленные диагностические признаки с теми, которые наблюдались нами в описанных выше пермских терригенно-карбонатных образованиях, то можно отметить следующее:

- 1) широкое развитие карбонатных желваков разнообразной формы и размеров, в том числе ризолитов,
- 2) присутствие сгустково-желваковой, пизолитовой и сферолитовой микротекстур основной микритовой массы,
- 3) наличие окаймляющих желваки и сгустки трещин,
- 4) образование “обломочно-гравийных” структур,
- 5) развитие кристаллярий, или выполнение крупнокристаллическим кальцитом трещин и полостей.

6) образование брекчиевидных текстур,

7) присутствие реликтов *Microcodium*.

Степень зрелости калькретовых образований возрастает от глинисто-алевролитовых пород с карбонатными желваками (литотип КТ) к терригенно-карбонатным литотипам ТК1 и ТК5 и, наконец, к ТК2-ТК3. Формирование желваковых карбонатов литотипа ТК4 может быть связано с субаэральной переработкой озерных карбонатов. Однако для решения вопроса о соотношении последних с калькретами необходимо проведение дополнительного исследования.

Первые маломощные прослои карбонатно-терригенных пород с желваками появляются в нижней части разреза уфимского яруса. Вверх по разрезу их количество и мощность возрастают, а также появляются прослои более зрелых калькретов литотипов ТК1 и ТК5 (рис. 3). Наиболее зрелые и выдержанные калькреты отвечают выделенным Н.И.Никоновым реперным горизонтам в кровле уфимского яруса (репер К2) и в кровле ниже- (?) казанских отложений (репер К1). Нижний репер К2 представлен чередованием прослоев незрелых и зрелых калькретов (рис. 3, А), относимых к литотипам КТ и ТК1, с

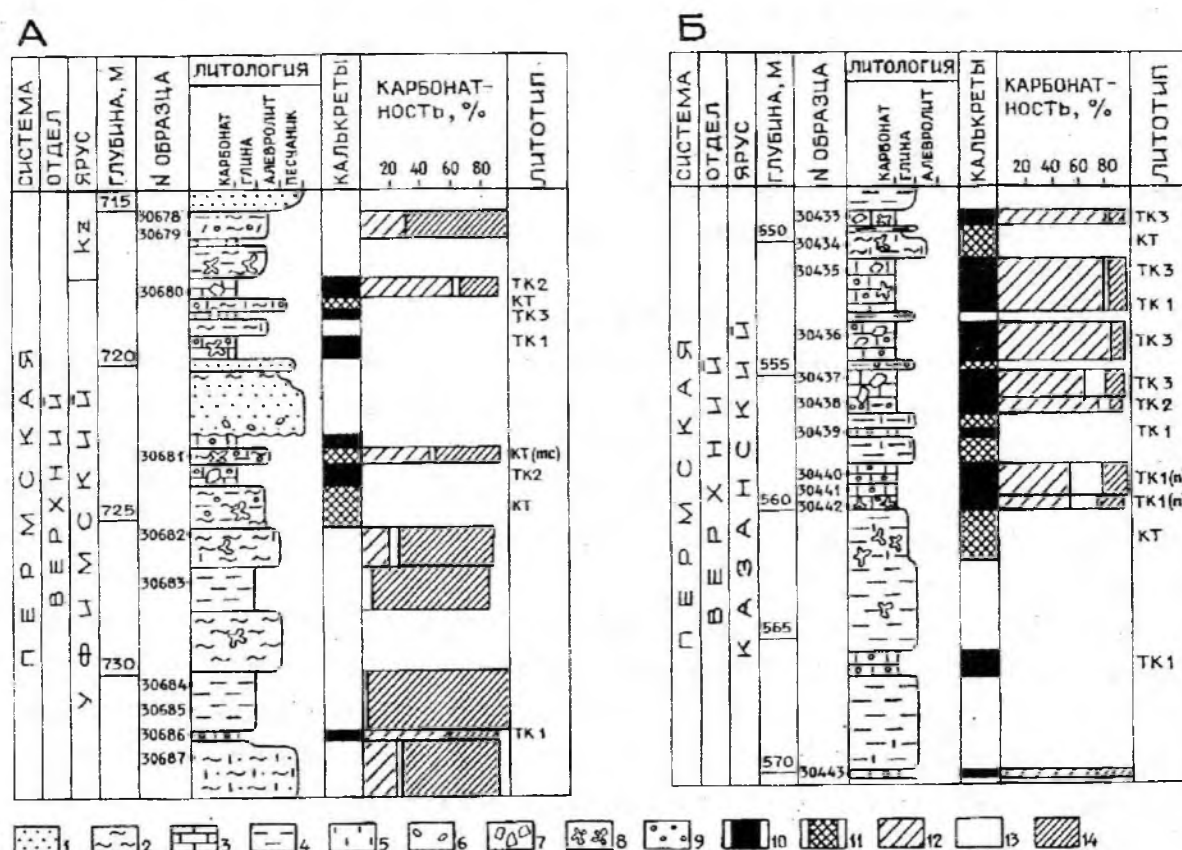


Рис.3. Строение калькретовых профилей в разрезе верхнепермских отложений Верхнекошюкской площади: А - скв.485 (репер К2), Б - скв.480 (репер К1).

1 - глины, 2 - алевролиты, 3 - песчанники, 4 - терригенно-карбонатные породы, 5 - карбонатность, 6 - гравий и галька, 7 - брекчиевидная текстура, 8 - карбонатные желваки, 9 - "обломочно-гравийная" структура; 10-11 - калькреты: 10 - зрелые, 11 - незрелые; 12-13 - нормативные минералы по результатам пересчета карбонатного анализа: 12 - CaCO_3 , 13 - MgCO_3 ; 14 - нерастворимый остаток.

прослоями терригенных красноцветных пород. Лишь в самой кровле получают развитие брекчиевидные породы литотипов ТК2-ТК3. При этом снизу вверх по разрезу отмечается также возрастание мощности прослоев (до 0.6 м) и насыщенности разреза горизонтами зрелых калькретов. Репер К1 (рис.3,Б) отличается более зрелым характером калькретов и широким развитием брекчиевидных пород литотипов ТК3 и ТК2, причем в нижней части разреза преобладают кальцит-доломитовые образования. Мощность существенно карбонатных пачек достигает 1.5 м.

Региональные исследования пермских терригенных отложений свидетельствуют о широком развитии калькретов на территории Печорского седиментационного бассейна (рис. 1). Но если южные районы характеризуются сходным строением с вышеописанным разрезом, то на севере калькреды появляются лишь в верхней части уфимских отложений и среди них преобладают желваковые незрелые формы. Предпринятая нами попытка корреляции верхнепермских отложений с позиций стратиграфии секвенций [5] подтверждает важную корреляционную роль описанных пород.

Более интенсивное калькредообразование в южных регионах бассейна связано с преобладанием континентального осадконакопления в условиях семиаридного климата. При этом эпохи максимальной аридизации фиксировались формированием собственно карбонатных кор, и отражались в некоторой аридизации и северных преимущественно гумидных районов, где тоже образовывались калькреды.

Заключение

В результате выполненных исследований установлено широкое развитие субаэральных карбонатных пород в разрезе верхнепермских отложений на территории Печорского седиментационного бассейна. На основании разработанных зарубежными и отечественными исследователями критериев диагностики они интерпретируются как каличе, или калькреды.

Выделено шесть основных текстурно-структурных типов этих пород, которые отражают различные стадии формирования ("зрелость") калькредов и характеризуются преобладанием желваковой, массивной или брекчиевидной текстур. В качестве разновидностей этих типов обособляются породы с "обломочно-гравийной", микритовой, пизолитовой, сферолитовой микротекстурами. На территории Печорского нефтегазоносного бассейна наиболее широкое развитие калькреды получили в красноцветных отложениях южной семиаридной зоны. Их появление в определенных интервалах преимущественно сероцветных разрезов северной гумидной зоны, вероятно, связано с эпохами максимальной аридизации и может быть использовано как для корреляции, так и для фациальной интерпретации разрезов.

Автор выражает сердечную благодарность главному геологу объединения Севергеофизика П.П.Тарасову и директору ТП НИЦ В.И.Богацкому за предоставленную возможность работы с кернами материала, сотрудникам Севергеофизика А.К.Жемчугову и А.А.Гудельман за помощь в организации полевых работ, сотрудникам Института геологии Коми НЦ УрО РАН А.И.Антошкиной за консультации и В.А.Носкову за техническую помощь.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алабушин А.А. Проблемы освоения Тимано-Печорской провинции. – М.: ВНИИОЭНГ, 1983. – С.9-11.
2. Гунченко Е.П., Ефимов А.Н., Кудрявцев В.Е. Минусинские впадины Алтае-Саянской складчатой области – новая провинция древних континентальных карбонатных образований // ДАН СССР. – 1976. – Т.226. – №1. – С.186-189.
3. Добровольский В.В. Карбонатные коры Восточной Африки и Ближнего Востока // Почвоведение. – 1971. – №9. – С.23-34.
4. Маслов В.П. Микрокодии // Палеонтол.журнал. – 1967. – №1.
5. Малышева Е.О. Палеогеография Печорского нефтегазоносного бассейна в позднепермское время // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Т.II. – Сыктывкар: Геопринт, 1999. – С.111-114.
6. Малышева Е.О., Антошкина А.И. Микрокодии в верхнепермских отложениях Печорского бассейна как показатель субаэральных условий // Минералогия и жизнь: биоминеральные взаимодействия: Расширенные тез. докл. II Международного семинара. – Сыктывкар: Геопринт, 1996. – С.56.
7. Малышева Е.О., Симакова Ю.С. Глинистые минералы в пермских отложениях юга Печорской синеклизы // Геология горючих ископаемых европейского Севера России. Сыктывкар, 1995. – С.71-80. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; вып.85).
8. Никонов Н.И. Верхнепермские аллювиально-дельтовые зоны нефтенакпления южной части Ижма-Печорской впадины // Печорский нефтегазоносный бассейн – Сыктывкар, 1984. – С.82-94. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР; вып.47).
9. Перельман А.И. Известковые конкреции Каракумов и Кызылкумов // ДАН СССР. – 1951. – Т.78. – С.1001-1004.
10. Сидоренко А.В. Известковые накопления (каличе) в пустынях Мексики // Изв.АН СССР. Сер.геогр. – 1958. – №1. – 61-70.
11. Сочава А.В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. – Л.: Наука, 1979. – 207с.
12. Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Процессы выветривания в кремнисто-известковых профилях выветривания палеосаванны Восточного Казахстана (верхний мел-палеоген) // Литол. и полезн.ископ. – 1973. – №2. – С.50 – 66.
13. Calcretes: An Introduction / Ed. by V.P.Wright, M.E.Tucker. Internat. Assoc. Sedimentologists. Reprint Series. – 1991. – Vol.3.
14. Klappa C.F. Biolithogenesis of Microcodium: elucidation // Sedimentology. – 1978. – №25. – P.489-522.

15. Esteban M., Klappa C.F. Subaerial Exposure Environment // Carbonate Depositional Environments. AAPG, Tulsa, Oklahoma. – 1991. – P.1-54.

16. Paleosols and Weathering through Geologic Time: Principles and Applications // Ed. by J. Reinhardt, W.R. Sigleo – 1988. – P.1-25. (Special paper/ Geological Society of America: 216)

17. Wright V.P. Paleosol recognition // Paleosols in siliciclastic sequences. University of Reading, 1989. – p.1-25.

КОНКРЕЦИОННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В КЕЧЬПЕЛЬСКОЙ СВИТЕ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В.А.САЛДИН

Широко развитая на Полярном Урале кечьпельская свита (рис.1, А) была впервые выделена К.Г. Войновским-Кригером. Он квалифицировал эту мощную (около 2000 м) толщу, венчающую разрез палеозоя Лемвинской зоны, как флиш [2]. В современном понимании основная часть этих отложений относится к турбидитам, а находки фауны указывают на их раннепермский возраст [6]. Для таких отложений, формирующихся при больших скоростях осадконакопления (лавинная седиментация, по А.П.Лисицину), не характерно образование конкреций, которые, наоборот, являются индикаторами медленной скорости седиментации. Образование конкреций во флишевых толщах, вероятно, обусловлено чередованием фаз медленного осадконакопления с фазами лавинной седиментации [1].

Конкреционные образования в кечьпельской свите обычно макроскопически отличаются от вмещающих пород своей большей плотностью, а карбонатсодержащие – желтовато-коричневой окраской на выветрелой поверхности. Они встречаются в основном в алевролито-глинистых пачках с редкими прослоями песчаников, которые мы интерпретируем как межрусловые фации турбидитов и фоновые отложения. Последние образуются в период между турбидными потоками и представлены кремнистыми или карбонатными прослоями и линзами, которые по внешнему облику так же резко контрастируют с турбидитами, как и конкреции.

В кечьпельском флише распространены конкреции, которые по химическому составу можно отнести к четырем группам: силикатно-кремнистые, силикатно-кремнисто-карбонатные, фосфатно-кремнистые и карбонатные (см. таблицу).

Силикатно-кремнистые конкреции

Впервые конкреции этой группы были отмечены в основании кечьпельской свиты в бассейне р. Харута К.Г. Войновским-Кригером (1953 г.), но подробно описаны Я.Э. Юдовичем [7, 9], отметившим их значительное сходство с конкрециями девона надотамылькской свиты При-

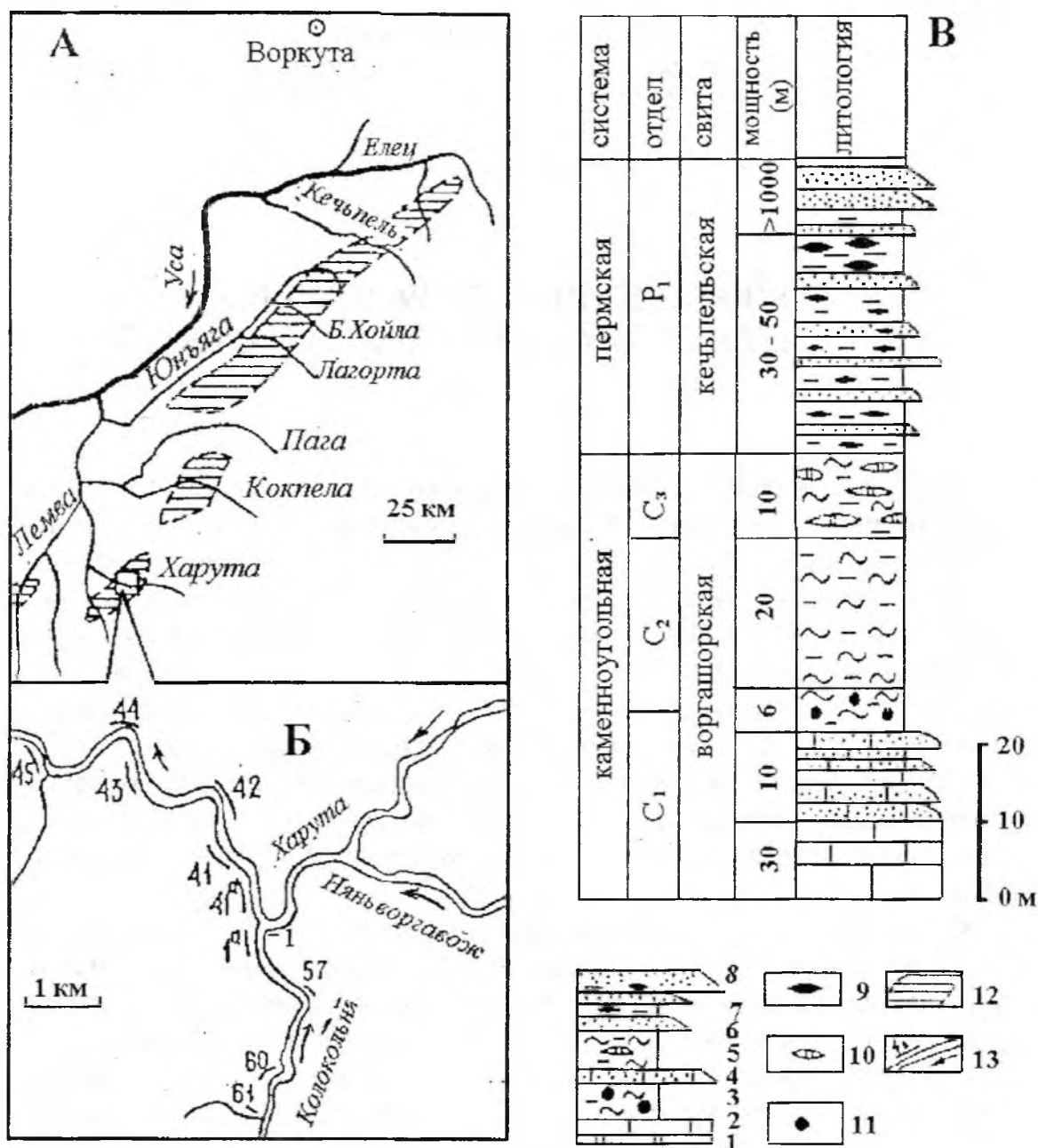


Рис. 1. Распространение кечумельской свиты на Полярном Урале (А), выходы кечумельской свиты в бассейне р.Харута, включающие горизонт силикатно-кремнистых конкреций (Б), стратиграфическая колонка верхнепалеозойских отложений, развитых в районе устья р.Колокольня (В).

1—доломиты, 2—известняки, 3—углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы, 4—известняки песчанистые, 5—глинисто-кремнистые сланцы, 6—алевролиты, 7—глинистые сланцы, 8—песчаники, 9—силикатно-кремнистые конкреции, 10—конкреции Мп-карбонатов, 11—фосфоритовые конкреции, 12—район распространения кечумельской свиты, 13—номера обнажений.

полярного и Северного Урала. Он выделил такие конкреции в особый тип "фосфатсодержащие силикатно-кремнистые" и связал их образование с синхронным вулканизмом.

Нами конкреции этого типа наблюдались и в других разрезах кечумельской свиты (на реках Юньяга, Б.Хойла, Кокпела, Лагорта). Они рас-

Химический состав конкреций (мас.%)

Компо- ненты	Тип I: силикатно-кремнистые						Тип II: силикатно - кремнисто-карбонатные						Тип III: фосфатно- кремнистые			Тип IV: карбо- натные	
	р. Юньяга		р. Б.Хойла				р. Б.Хойла			р. Коклела			р.Ла- горта	р. Нань- воргавож		р. Лем- ва	р. Б.Хой- ла
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	80	61.06	64.34	71.4	71.18	60.98	49.62	34	34.97	45.97	38.3	56.13	45.86	61.66	50.94	56.21	17.16
TiO ₂	0.26	0.22	0.32	0.22	0.43	0.26	0.16	0.26	0.32	0.36	0.23	0.12	0.42	1.58	1.6	0.17	0.06
Al ₂ O ₃	3.52	2.64	8.88	6.12	9.79	9.17	6.34	3.13	6.22	8.19	6.03	4.48	7.97	14.06	12.55	4.05	1.2
Fe ₂ O ₃	2.82	18.11	4.54	6.69	3.09	5.88	6.62	7.3	11.75	2.68	13.69	1.99	13.99	3.31	2.7	0.71	0.78
FeO	4.88	3.51	9.8	5.68	4.73	13.43	2.38	25.83	19.07	14.59	16.05	9.3	6.54	3.34	3.38	0.24	4.5
MnO	0.19	0.07	0.16	0.12	0.05	0.08	1.32	2.1	1.44	1.2	1.06	0.64	1.43	0.17	0.19	0.01	0.27
MgO	0.65	0.55	2.6	1.96	1.72	2.59	0.78	3.23	0.9	3.64	3.33	2.89	3.08	1.85	2.14	0.32	8.93
CaO	0.47	0.59	1.47	0.59	0.83	0.71	14.23	1.54	3.65	4.36	1.68	9.06	3.53	3.25	9.98	20.48	29.94
Na ₂ O	0.58	0.27	0.29	0.36	1.12	0.24	2.38	0.24	0.38	1.37	0.26	0.48	1.1	2.5	1.43	0.42	0.46
K ₂ O	0.8	0.54	0.95	0.72	1.64	0.4	0.42	1.16	1.53	1.09	1.12	0.31	1.56	2.63	2.47	0.56	0.13
P ₂ O ₅	0.16	0.38	0.81	0.56	0.13	0.19	0.54	0.45	0.2	0.45	1.3	1.54	0.35	2.54	7.34	13.66	0.23
nnn	5.72	12.85	6.2	6.42	5.31	6.62	16.132	21.45	19.37	15.73	17.06	—	14.21	4.03	—	3.14	25.05
CO ₂	2.1	0.41	0.98	1.132	0.56	0.05	11.82	16.48	15	13.38	12.25	11.05	9.42	0.11	0.3	0.31	
H ₂ O	0.59	0.85	0.48	0.44	0.61	0.58	0.71	0.85	0.95	0.43	0.58	—	0.69	0.3	0.38	0.66	0.42
S-б.ш.	—	—	0.03	—	0.04	—	—	—	0.11	—	—	—	—	—	—	—	0.1
Сумма	99.69	100.4	100.4	100.3	100	100.4	100.4	100.2	99.8	99.53	100.1	99.53	100.4	99.62	99.56	100	99.71

пространены в виде сильно сплюснутых вытянутых эллипсоидов с характерными размерами 3×5×15 см (рис. 2, д,е), дисковидных образований обычно диаметром 10 см и сечениями 2×10 см (рис. 2, а,б,г) и вытянутых линз мощностью 3-6 см и длиной чаще до 1 м. Во всех конкрециях присутствуют кристаллы пирита, иногда зонально распределенные (рис. 2, е), что отмечалось и раньше. Иногда от них остаются только пустоты выщелачивания. В некоторых конкрециях, удается заметить признаки горизонтальной слоистости, а в 30% изученных конкреций наблюдаются реликты минеральных образований в виде теней вытянутой формы, различимые лишь при скрещенных николях. В одной из них (обр.2/91, р. Юнъяга) реликты имеют бобовидную форму (0.25×1 мм) и занимают 3-7 % площади шлифа, остальная часть захвачена замещающей их основной кремнисто-хлоритовой тканью конкреции.

Согласно Я.Э. Юдовичу [7], главными конкрециеобразователями являются кремнезем и железистый хлорит (шамозит), к второстепенным относятся пирит, гидрослюда, плагиоклаз, фосфатные минералы. Нормативные пересчеты полученных нами аналитических данных вполне подтверждают этот состав. Кроме того, в шлифах отмечаются серицит, частицы непрозрачного органического вещества, иногда сростки рудного минерала с кварцем. Только в одном шлифе (обр. 100/200, р. Б.Хойла) среди хлоритово-кремнистой пелитоморфной ткани были обнаружены более крупные выделения хлорита в виде чешуек размером до 0.04 мм с плеохроизмом от желтовато-зеленого до светло-зеленого, с серыми, желтыми и коричневыми интерференционными цветами.

Характерным признаком этой группы конкреций является наличие трещин, прерывисто-концентрических (рис. 2, г) и септарных (рис. 2, б), обычно шириной около 0.1 мм. Трещины выполнены более крупнозернистыми, чем в основной ткани, кварцем, хлоритом, карбонатом, пиритом. Иногда в этих трещинах-прожилках наблюдаются раздувы, в центре которых размещаются крупные (до 3 мм) кристаллы пирита, а в зальбандах развивается хлорит со структурой "кинк-банд", что указывает на образование его до начала процессов динамометаморфизма. Помимо низкой карбонатности для химического состава конкреций этого типа характерны повышенное (до 1%) содержание P_2O_5 и довольно высокое (в среднем около 13%) содержание $FeO+Fe_2O_3$.

В ходе наших исследований было выяснено, что конкреции этого типа встречаются в различных частях Лемвинской зоны, но в виде выраженного конкреционного горизонта они наблюдаются только в бассейне р. Харуты, а точнее, в районе устья р. Колокольня. Представление о характере распространения конкреций в этом районе дает фрагмент разреза обн. 45 (лев. берег Харуты, в 3.5 км по прямой ниже устья р. Колокольня; рис.1, Б), в котором снизу вверх наблюдается такая последовательность:

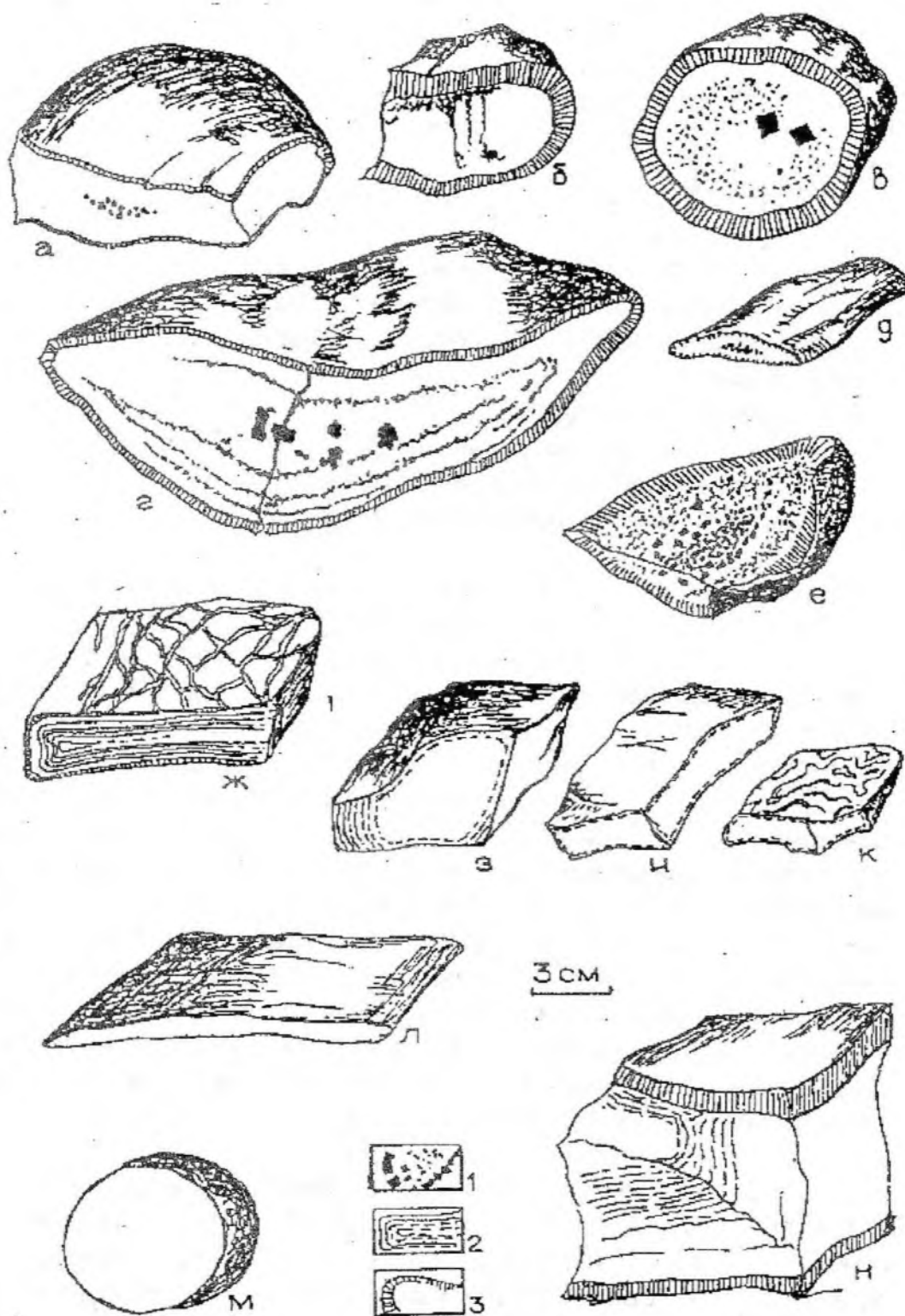


Рис. 2. Морфология конкреционных образований кечумельской свиты.

а – обр.45/570, р.Харута; б – обр.60/606а, р.Колокольня; в – обр.2/91, р.Юньяга ;
г – обр.60/606б, р.Колокольня; д – обр.100/189, р.Б.Хойла ; е – обр.2/79, р.Юньяга;
ж – обр.4/499, р.Кокпела; з – обр.3/481, р.Кокпела; и – обр.200/213, р.Лагорта;
к – обр.107/206, р.Б.Хойла; л – обр.34/210, р.Няньворгавож; м – обр.19/44, р.Лемва;
н – обр.103/203, р.Б.Хойла.

Условные обозначения: 1– включения пирита, 2 – кольца Лизеганга, 3 – железисто - кремнистая корка.

	Мощность, см
1. Глинистый сланец	5
2. Конкреция дисковидная	2.5×15
3. Алевролит темно-серый с растительным детритом	5
4. Алевропелит с мелким растительным детритом	3
5. Глинистый сланец	10
6. Алевролит, переходящий по простиранию в вытянутую конкреционную линзу размером 6×100 см	9
7. Тонкое переслаивание глинистых сланцев с алевролитами	8
8. Конкреция дисковидная	2.5×10
9. Алевролит крупнозернистый, переходящий по простиранию в линзовидную конкрецию размером 4×50	5
10. Алевролит с растительным детритом	10

Как видно из этого типичного для района р.Харуты разреза нижней части кечьпельской свиты, коэффициент конкрециеносности, т.е. отношение суммарной мощности конкреций к мощности вмещающих пород в нем достигает 10%. Заметим, что здесь существенно алевросланцевая толща кечьпельской свиты, включающая конкреционный горизонт (около 35 м), с постепенным переходом залегает на марганценовой пачке воргашорской свиты карбона [2]. Ни в одном другом районе Лемвинской зоны такого перехода от воргашорской свиты к кечьпельской не наблюдается (рис. 1, В). Учитывая, что марганценосность верхов воргашорской свиты связывают с вулканизмом [8], вулканогенная природа кечьпельских конкреций данного состава получает дополнительное косвенное обоснование. Однако, связывая образование силикатно-кремнистых конкреций с процессами вулканизма, трудно объяснить их концентрацию в виде мощного горизонта лишь на ограниченном участке в определенной части разреза, в то время как в других разрезах они рассеяны на разных стратиграфических уровнях.

Силикатно-кремнисто-карбонатные конкреции

Конкреции этого типа описываются впервые. Они обнаружены на реках Кокпела, Б.Хойла, Лагорта. Для них характерны пластообразная форма, мощность не более 10 см (чаще 2-3 см), а длина их достигает нескольких метров (рис. 2, ж,з,и,к). Поверхности конкреций ровные, обычно имеется тонкая железистая корочка, под которой иногда наблюдаются трещины синерезиса (рис. 2, -ж), образующие многоугольники разной величины, подобные полигонам усыхания. По этим диагенетическим трещинам развивается отдельность, на поверхности которой можно видеть кольца Лизеганга. Под микроскопом в некоторых конкрециях наблюдаются реликты седиментационных тонкослоистых текстур — горизонталь-

ных и косых, подчеркиваемых шнуровидными прослойками алевритистого материала (до 7%). Иногда наблюдаются образования, похожие на спиккулы губок. Основная ткань этих конкреций пелитоморфна и представлена карбонатным и силикатно-кремнистым веществом. Отмечается повышенное содержание MnO (1-2%), P_2O_5 (1%) и высокое содержание $FeO+Fe_2O_3$ (в среднем 23%, максимально до 32%). Результаты рентгеноструктурного анализа (рефлексы 3.59, 2.79, 2.34, 2.13, 1.96, 1.73), ИК-спектроскопии и термического анализа показывают, что карбонатным минералом является сидерит. По данным выполненных М.П. Кетрис нормативных пересчетов средний минеральный состав конкреций представлен сидеритом (30%), кварцем (30%), железистым хлоритом (10-15%), гидрогетитом (10-11%), серицитом (10%) и альбитом (10%). К второстепенным минералам относятся апатит (2%) и пирит. Итак, в отличие от предыдущей группы, здесь значительная часть железа входит в состав карбоната, а не хлорита.

Фосфатно-кремнистые конкреции

Этот тип конкреций встречается редко. Первые фосфоритовые конкреции, содержащие 10-15% P_2O_5 , отмечены Я.Э.Юдовичем в Харутском районе непосредственно в подошве кечьпельских отложений. Нами эти образования наблюдались на р. Няньворгавож (обн. 34 на правом берегу, в 350 м выше устья руч.Кутшильшор). Здесь имеет место несколько иной тип разреза переходных отложений воргашорской свиты в кечьпельскую [5]. Конкреции обнаружены в углеродисто-глинистых сланцах в виде линзочек мощностью 1 и длиной 10 см (рис. 2, л), содержащих до 7% P_2O_5 . Под микроскопом видно, что фосфатно-кремнистое вещество линзовидных конкреций включает до 20% обломков кварца и вулканического стекла (?) алевритовой размерности, а также отчетливо диагностируемые остатки радиолярий. Единичные фосфоритовые конкреции шарообразной формы (диаметр 5 см), содержащие 13% P_2O_5 , найдены на правом берегу р. Лемва, в 7.5 км выше устья р. Хаймы, в толще, сложенной преимущественно глинистыми сланцами (обр.19/44). На руч.Хароташор также в алевритисто-глинистых отложениях наблюдаются единичные мелкие шаровидные конкреции фосфоритов (обр.105/126). В шлифах фосфатное вещество имеет колломорфную структуру, наблюдаются остатки радиолярий и поры, выполненные тонкозернистым кварцем. Содержание P_2O_5 около 15-20%. Важно отметить, что фосфатонесные линзы (до 5% P_2O_5) встречаются и в нижнепермских отложениях р.Б.Надота, относимых к юнъягинской серии Предуральяского прогиба.

Карбонатные конкреции

Карбонатные конкреционные образования обнаружены в ряде обнажений на р. Б.Хойла. Они представляют собой пластообразные тела длиной в несколько метров и мощностью 10-15 см. На свежем сколе они

темно-серые, а их выветрелая поверхность приобретает коричневато-желтую окраску. Конкреции часто покрыты железисто-кремнистой корочкой толщиной до 1 см, иногда в них наблюдаются реликты седиментационной слоистости. Характерно присутствие поздних кальцитовых прожилков. Под микроскопом видна пелитоморфная карбонатная ткань с примесью обломков кварца и обломков с неопределимым составом. Карбонатный материал представлен доломитом, анкеритом и кальцитом. В конкрециях встречаются спикеры губок (до 10%) и перекристаллизованные раковины радиолярий. Не исключено, что часть карбонатных линз не являются конкрециями и образовались в процессе фоновой седиментации.

На р. Харута в обн. 1, 45 (в районе устья р. Колокольного) стратиграфически выше пачки с силикатно-кремнистыми конкрециями наблюдаются конкреции смешанного, глинисто-алевритисто-карбонатного состава, в которых карбонат в основном представлен анкеритом (К.Г. Войновский-Кригер, 1953 г.). С этими конкреционными образованиями связано повышенное содержание MnO [9]. Подобные образования наблюдались нами значительно севернее, на р. Хароте (Елецкой) в обн. 102 и 33 (обр. 102/28, 102/29, 33/286, 33/286а). Они образуют в песчаниках линзы размером по мощности от 0.015 до 0.2 м и по простиранию от 0.4 до 3.5 м и относительно легко узнаются по желто-коричневой корке выветривания. Встречаются конкреции эллипсоидной формы (18 x 40 см) с железисто-кремнистой "рубашкой". Содержание MnO в этих образованиях до 0.7%. Их вмещающими породами являются алевролиты и глинистые сланцы, перекрывающие здесь западно-воргашорскую и воргашорскую свиты.

Помимо описанных четырех типов конкреций, в кечьпельской свите встречаются образования, внешне иногда очень на них похожие: это окатыши глинистых сланцев и алевропелитов, а также линзовидные прослои фтанитов и известняков, обнаруженные нами в алевроглинистых пачках на р. Б.Хойла. Критерием отличия тех и других от конкреций может быть только химический состав.

Отметим, что кечьпельские отложения, включающие анкеритовые конкреции с повышенным содержанием MnO , залегают на верхнекаменноугольных отложениях воргашорской свиты (разрезы карбона западной и центральной подзон, по А.И.Елисееву [3]), в которых также отмечаются конкреции Mn -карбонатов. Если в разрезах карбона центральной подзоны такие конкреции были известны раньше (кстати, из них нами были выделены конодонты, позволившие определить возраст вмещающих пород), то в верхнекаменноугольных отложениях западной подзоны (обр. 120а/116, 120а/117, р. Харота Елецкая) они выявлены впервые.

Наши данные подтвердили предположения Я.Э. Юдовича [3, 8] о существовании кечьпельского уровня аномалии марганца. Таким образом,

выяснилось, что зараженность марганцем в Лемвинской зоне не ограничивается только разрезами карбона центральной подзоны, а прослеживается шире на площади и вверх по разрезу. Уточнение возраста вмещающих отложений позволило уверенно коррелировать их с пайхойскими и новоземельскими марганцевыми рудопоявлениями. Распространение Mn-карбонатов в различных подзонах Лемвинской зоны (западной и центральной) в отложениях различного генезиса и возраста указывает на независимость их образования от генетических типов отложений.

Итак, конкреции кечьпельской свиты тяготеют к пачкам, сложенным тонкозернистыми турбидитами и фоновыми осадками. В целом при большом усреднении на всю мощность (нами она оценивается не менее 2000 м) кечьпельской свиты, конкрециеносность не превышает сотой доли процента, и лишь в бассейне р. Харуты конкреции силикатно-кремнистого состава образуют в низах свиты скопления, на долю которых приходится до 10 %.

Характер трещин, присутствие реликтовых седиментационных текстур и остатков организмов, согласная с напластованием ориентировка конкреционных тел – все это позволяет относить их к диагенетическим образованиям.

Формирование турбидитового комплекса (кечьпельского флиша), наличие радиолярий и, возможно, присутствие спикул губок в конкрециях косвенно свидетельствуют об относительно большой глубине бассейна седиментации, однако существенно карбонатные конкреции могли образоваться только выше уровня карбонатной компенсации.

Конкреции фосфатно-кремнистые и карбонатные (анкеритовые) с повышенным содержанием марганца, распространенные в низах свиты, предлагается использовать в качестве литологического репера для корреляции удаленных разрезов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас конкреций /Под ред. А.В.Македонова, Н.Н.Предтеченского. – Л.: Недра, 1988 – 323с. (Мингео. СССР. Тр. / ВСЕГЕИ. Нов. сер.; т.340).
2. Войновский-Кригер К.Г. Кечьпельская свита пермских отложений на западном склоне Полярного Урала // Материалы второй геолог. конф. Коми АССР. – Сыктывкар: Коми Госиздат, 1947. – С.98-108.
3. Елисеев А.И. Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. – Л.: Наука, 1973. – 95с.
4. Осадочные формации Лемвинской зоны Урала и перспективы их рудоносности / А.И. Елисеев, Я.Э. Юдович, А.А. Беляев и др. – Сыктывкар, 1986. – 8с. (Научные доклады / Коми науч. центр. УрО Рос.; Вып.151).
5. Салдин В.А. Пограничные отложения воргашорской и кечьпельской свит в бассейне р.Харуты (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Тез. докл. – Сыктывкар, 1992 – С.34-35.

6. Салдин В.А. Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – Сыктывкар, 1996. – 17с.

7. Юдович Я.Э. Фосфатсодержащие силикатно-кремнистые конкреции в терригенных толщах // Постседиментационное минералообразование в осадочных формациях. – Тюмень, 1985. – С. 118-123.

8. Юдович Я.Э., Беляев А.А., Рогов В.С. Верхнепалеозойский уровень марганценосности Уральской складчатой системы // ДАН СССР. – 1987. – Т.292. – №4. – С.952-956.

9. Юдович Я.Э., Шишкин М.А., Лютиков Н.В. и др. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны севера Урала. – - Сыктывкар: Пролог, 1998. – 340с.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЩЕКУРЬИНСКОЙ СВИТЫ РИФЕЯ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

И.В.ШВЕЦОВА, И.В.КОЗЫРЕВА

Щекурьинская свита – вторая снизу толща в разрезе рифея на Приполярном Урале. Она связана постепенным переходом с подстилающей маньхобеинской свитой, тогда как контакт с вышележащей пуйвинской свитой резкий и повсеместно маркируется пластами белых кварцитов так называемой ошизской толщи [4]. Область развития щекурьинской свиты представляет собой узкую полосу, обрамляющую ядерную часть Хобеизской антиклинали – крупной структуры в составе Ляпинского антиклинория. По данным А.В.Цымбалюка (1979 г.) и наших геохимиков [4], щекурьинская свита делится на две подсвиты – нижнюю, вулканогенно-терригенную, и верхнюю, существенно карбонатную.

В своё время в схемах стратиграфии К.А.Львова [2] и Л.Т.Беляковой [1] возраст щекурьинской свиты на основании весьма сомнительных палеонтологических данных А.Г.Володина (1967 г.) был принят вначале как кембрийский, а затем – как раннерифейский. Позже А.В.Цымбалюк и Я.Э.Юдович по геохимическому сходству (Ba, Zn, Pb) щекурьинской свиты с авзянской свитой южно-уральского стратотипа допускали ее среднерифейский возраст (самые низы R_2) [4]. Однако не исключено, что ближе к истине геологи (А.М.Пыстин, 1996 г.), предполагающие более древний (дорифейский) возраст щекурьинской свиты.

В 70-х гг. щекурьинская свита привлекла внимание тюменских геологов как толща с рудогенными геохимическими аномалиями цинка, свинца и бария, в связи с чем А.В.Цымбалюк занялся целенаправленным изучением стратиграфии этой толщи. Начиная с 1987 г. геохимические исследования щекурьинской свиты проводились Я.Э.Юдовичем и немного позднее А.В.Мерцем в Институте геологии Коми научного центра УрО РАН. В итоге ими было установлено, что, помимо яркой литологической особенности (существенно карбонатного состава верхней подсвиты), петрохимическая специфика щекурьинской свиты состоит в обилии смешанных пород, состав которых определяется соотношением терригенной, вулканогенной и карбонатной составляющих [4]. В серии публи-

каций Я.Э.Юдовича и его сотрудников были охарактеризованы черты фациальной зональности щекурьинской свиты [3], в ней был обнаружен бариевый геохимический горизонт с содержаниями бария в слюдисто-карбонатных сланцах до 1%, а в мраморах до 2.7 % [13], получили подробную характеристику щекурьинские metabазиты [5], были описаны проявления щелочного метасоматоза в толщах переслаивания зеленых ортосланцев с метааркозами [9, 12]. Кроме того, были изучены экзотические спессартиновые сланцы-metabазиты [10] и установлены основные черты распределения урана, тория и бора [8, 11].

Таким образом, в результате целенаправленных работ А.В.Цымбаляка (1979 г.) и геохимиков Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН [3-5, 7-13] были установлены основные черты литологии и геохимии щекурьинской свиты.

На этом фоне относительно “белым пятном” осталась характеристика акцессорных минералов. Только в работе Ю.И.Пыстиной [6] были рассмотрены некоторые акцессории щекурьинской свиты (особенно подробно – цирконы), необходимые для детализации стратиграфии метаморфических толщ. Поскольку многие черты геохимической специфики щекурьинской свиты связаны с присутствием в ней определенных акцессорных минералов – носителей или концентраторов элементов-примесей, нами были проведены тщательные исследования материалов (протоколов, выделенных из них тяжелых фракций, данных спектрального и микрозондового анализов), собранных Я.Э.Юдовичем и А.В.Мерцем, и описаны акцессорные сульфиды, оксиды, сульфаты, силикаты и фосфаты.

Сульфиды

Составы сульфидов довольно разнообразны и представлены минералами железа, меди, цинка, свинца и молибдена. Обычно это единичные кристаллы и прожилки в различных сланцах и мраморах, а также в альбититах и кварц-кальцитовых жилах. Для щекурьинской свиты характерны пирит, пирротин и халькопирит.

Пирит широко распространен. Представлен преимущественно кубическими и брусковидными кристаллами, а также в виде зерен. В его химическом составе обращают на себя внимание удивительно высокие содержания серебра (до 500 г/т в обр. 5424) и в общем резкие колебания содержания примесей As, Sb, Co (табл. 1). По данным полуколичественного спектрального анализа (ПСА), содержания элементов-примесей в пиритах из различных пород также значительно варьируют, причем минералы из кварц-кальцитовых жил и мраморов наиболее бедны примесями. Замечательны мощные накопления кобальта в пиритах из зеленых сланцев и альбититов нижней подсвиты на р. Маньхобею (1300-3200 г/т). Здесь вероятно присутствие собственных сульфидов кобальта. В этих же образцах отмечаются заметные примеси Cu, на уровне 300-700 г/т, что можно приписать микроприме-

сям халькопирита, который здесь присутствует в парагенезисе с пиритом. Хотя микрозондовые анализы пиритов не выявили цинка, ПСА монофракций часто показывают его примеси в концентрациях от 200 до 1200 г/т (мраморы с р. Няртаю и руч. Геофизического, лев. притока р. Щекурья). Скорее всего, такие высокие содержания Zn связаны с микропримесями сфалерита.

Пирротин встречается гораздо реже пирита. Представлен зернами и таблитчатыми и призматическими кристаллами. Окраска их бронзово-желтая с коричневатым оттенком. Химический состав пирротина близок к стехиометрическому, отличается наличием примесей кобальта и никеля (табл. 1). ПСА показывает примеси Zn (до 1400 г/т в пирротине из хлорит-серицит-карбонат-кварцевого сланца, обр. Нью/4136, р. Няртаю) и подтверждает присутствие ощутимых примесей Co и Ni. Содержание Co достигает 2400 г/т (кварц-кальцитовая жила, руч. Геофизический), а Ni – 1890 г/т (кварц-кальцитовая жила, р. Няртаю).

Халькопирит в небольшом количестве обнаружен в зеленых сланцах на р. Маньхобею (обр. Мхб/3063). Представлен зернами и кристаллами с неясно выраженной огранкой. Цвет кристаллов светло-желтый, часто отмечается пестрая побежалость. По данным ПСА, халькопирит содержит примесь Zn (около 400 г/т).

Другие сульфиды (сфалерит, галенит, молибденит) встречаются гораздо реже. Химический состав **сфалерита** из обр. 5138, близок к стехиометрическому (Zn – 65.85; S – 33.03%), в нем обнаружены небольшая примесь Cd (0.324%), заметная примесь Ag (0.08%) и ничтожная примесь Mn (0.03%).

Оксиды

Представлены магнетитом, ильменитом и титансодержащими минералами – рутилом, анатазом, брукитом и лейкоксеном. Наиболее обилен магнетит, содержание остальных минералов в породах невысокое.

Таблица 1
Химический состав аксессуарных сульфидов (по данным микрозондового анализа)

Элементы	Пирит	Пирит	Пирит	Пирит	Пирит	Пирротин	Пирротин	Сфалерит
	3138	5424	5134	5177	5152	5152	5144	5138
Fe	47.02	47.29	47.05	46.63	47.12	60.42	60.38	0.908
S	53.28	52.98	52.71	53.10	52.91	39.23	38.70	33.03
Cu	0	0	0	0	0	0	0	
As	0.029	0.296	0	0	0.277	0	0	
Sb	0.010	0.019	0.032	0.018	0.002	0.019	0.018	
Ag	0.022	0.050	0.031	0.018	0.012	0.019	0.020	0.080
Co	0.036	0.060	0.016	0.685	0.025	0.107	0.126	0
Ni	0.054	0	0	0	0	0.020	0.284	
Mn								0.03
Zn								65.85
Cd								0.324
Сумма	100.45	100.70	99.84	100.45	100.35	99.82	99.53	100.19

Магнетит распространен широко и особенно характерен для зеленых сланцев нижней подсвиты. Встречается в виде кристаллов и зерен. Кристаллы имеют в основном октаэдрический габитус, редко кубооктаэдрический. На многих кристаллах грани развиты неравномерно, вследствие чего кристаллы имеют уплощенный вид. Размер их от долей миллиметра до 5 мм, цвет железно-черный. Выполнено три химических анализа на микрозонде (табл. 2), согласно которым содержание V_2O_5 изменяется от 0.087 до 0.192%; Cr_2O_3 – от 0.022 до 0.068%, остальные элементы-примеси, в частности титан и марганец, содержатся в малом количестве. Наиболее хромистый магнетит из зеленых сланцев (обр. 3117, р. Маньхобею) отличается присутствием никеля (0.07% NiO).

Таблица 2
Химический состав магнетитов (по данным микрозондового анализа)

Компоненты	Обр. 3117	Обр. 5187	Обр. 5271
CoO	0	0	0.004
NiO	0.07	0.013	0
Al ₂ O ₃	0	0	0.039
MgO	0.024	0.029	0.051
SiO ₂	0	0	0.009
TiO ₂	0.038	0.019	0.053
V ₂ O ₅	0.147	0.087	0.192
Cr ₂ O ₃	0.068	0.049	0.022
FeO	93.36	93.86	93.10
MnO	0.011	0	0.005
Сумма	93.66	94.06	94.28

Ильменит встречается в виде кристаллов и зерен. Кристаллы представлены шестигранными табличками, уплощенными по базопинакоиду, часто удлинёнными по второй оси. Ограничиваются они ромбоэдрами. Кристаллы идиоморфные, иногда на пинакоиде видны следы роста. В отличие от кристаллов, зерна ксеноморфные, но также всегда уплощенные. Цвет тех и других черный, блеск яркий металлический. Хотя ильменит почти не лейкоксенизирован, несомненно, что он является материнским

минералом для лейкоксена.

Рутил представлен аутигенными кристаллами и окатанными зернами (обр. 5530 – руч. Мраморный, приток р. Народы). Первые образуют призмы длиной от 0.05 до 0.4 мм, наблюдаются и коленчатые двойники. Окраска красная, коричневая, черная. Зерна ксеноморфные часто уплощенные коричневого и красного цвета.

Анатаз и брукит встречаются значительно реже рутила. Анатаз образует острые дипирамидки, окраска серо-голубая, редко желтая (обр. 5528, руч. Мраморный). Брукит наблюдается в виде удлинённых таблитчатых кристаллов коричневого цвета с пирамидами роста более темного цвета [6].

Сульфаты

Представлены только **баритом**. Этот аксессуарный минерал может считаться самым характерным для щекурьюинской свиты – именно с ним связаны широко распространённые в породах геохимические аномалии бария, достигающие в слюдистых мраморах с р. Хальмерью 4.4% [13]. Среднее содержание барита по оценке Ю.И.Пыстиной [6] составляет 65 г/т. Изученный нами барит представлен крис-

таллами и зернами, причем отмечается его ассоциация со сфеном (титанитом) [13], что может указывать на вулканогенный источник бария. Кристаллы барита таблитчатые и удлинённо-таблитчатые, а зерна обычно изометричные белые полупрозрачные. Барит с правобережья р. Хальмеръю образует вытянутые слабоокатанные бесцветные и молочно-белые зерна субпризматической формы размером от 0.02 до 0.65 мм. Чаще всего они включены в альбит, реже в кварц и кальцит либо располагаются в интерстициях зерен кальцита, но поблизости от выделений альбита. Показатели преломления были определены воркутинским минералогом О.С.Беловой; они составляют $N_g - 1.648$ и $N_p - 1.636$. Допускается, что этот барит может быть терригенным [13, с. 108-109].

Силикаты

Силикаты составляют основную часть акцессорных минералов. Среди них преобладают циркон, сфен (титанит), турмалин, эпидот, реже встречаются гранат, ортит и кианит.

Циркон. По данным Ю.И. Пыстиной [6], среднее содержание циркона в щекуринских кристаллических сланцах и кварцитах по 13 пробам составляет 60 г/т, и представлен он четырьмя морфологическими типами:

1. Зерна округленные (размер десятые доли миллиметра) светло-розовые и светло-желтые, иногда с наростами аутигенного циркона. Составляют 15-25 % от общего количества цирконов.

2. Кристаллы дипирамидально-призматического и призматического габитуса. Окраска коричневая, непрозрачные. Размер кристаллов 0.1-0.3 мм, коэффициент удлинения 1.5-3.0. Внутреннее строение неоднородное, поверхность кристаллов сглаженная. Их доля в общем количестве цирконов составляет 5%.

3. Кристаллы идиоморфные удлинённо-призматические (коэффициент удлинения 1.5-4.8) бесцветные или слабоокрашенные. Это основной тип циркона (65-75%). Поверхность граней блестящая, гладкая. Кристаллы зональные, некоторые имеют ядра округлой формы.

4. Кристаллы идиоморфные дипирамидально-призматические изометричные (5-7%). Окраска темно-розовая, размеры 0.05-0.3 мм. Поверхность граней гладкая, блестящая. Зональность редка, но в некоторых кристаллах имеются ядра округлой формы.

Титанит широко распространен в породах щекуринской свиты. Например, в нашей коллекции он в изобилии наблюдается в обр. 5507, 5517 и 5530 с руч. Мраморного. По данным Ю.И. Пыстиной [6], содержание титанита варьирует от 95 до 800 г/т. Представлен идиоморфными кристаллами и зернами. Первые имеют таблитчатый облик с клиновидными концами, иногда наблюдаются конвертообразные формы. Размер кристаллов и зерен от двух до сотых долей миллиметра. Окраска

бледно-желтая с розовым оттенком. Встречаются также бесцветные, прозрачные и полупрозрачные кристаллы.

Турмалин встречается во всех пробах обычно в количестве единичных знаков, но иногда и в обилии, в виде идиоморфных кристаллов и округлых зерен. Кристаллы аутигенные удлиненно-призматического габитуса с гладкими гранями, головки кристаллов развиты не всегда. Округлые зерна явно аллотигенные, поверхность их шероховатая, окраска зеленая или коричневая иногда с розоватым оттенком. Размер кристаллов изменяется от долей до пяти миллиметров. Химический состав турмалина по данным микрозондового анализа следующий, %: SiO_2 35.53, Al_2O_3 28.96, FeO общ. 12.86, MnO 0.003, MgO 6.31, CaO 0.023, Na_2O 2.96, B_2O_3 10.0, H_2O 4.0, сумма 100.64. Формула турмалина, вычисленная по приведенным данным, — $\text{Na}(\text{Mg}_{1.60}\text{Fe}_{1.40})_3\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4$.

Эпидот. Этот минерал в зеленых ортосланцах является порообразующим, а в метатUFFоидах и метааркозах — аксессуарным. Представлен идиоморфными уплощенно-призматическими бесцветными или бледно-зелеными кристаллами. Размер кристаллов от долей до 2-3 миллиметров. Согласно микрозондовому анализу двух образцов, эпидот ближе к цоизиту (богат кальцием) нежели к пистациту. Состав минерала следующий, %:

Компоненты	Обр. 5240	Обр. 3196
SiO_2	37.13	38.04
Al_2O_3	24.10	24.24
Fe_2O_3 общ.	13.0	11.37
MnO	0.033	0
MgO	0.045	0
CaO	23.48	23.74

Вычисленная по этим данным кристаллохимическая формула эпидота: $\text{Ca}_2(\text{Al}_{2.21}\text{Fe}^{3+}_{0.75}\text{Fe}^{2+}_{0.04})_3[(\text{Si}_{2.95}\text{Al}_{0.05})_3(\text{O}_{11.16}\text{OH}_{0.84})]_{17}(\text{O OH})$.

Гранат обнаруживается во многих пробах в виде кристаллов ромбодекаэдрического габитуса. Среди них попадаются и очень крупные — величиной до 5 см. Строение их мозаичное, в них много включений порообразующих минералов. Окраска красно-оранжевая и красно-розовая. Большинство гранатов обстоятельно не изучалось, но по ряду признаков их можно отнести в основном к альмандинам.

Особую разновидность представляет собой марганцовистый гранат из весьма необычных "черных сланцев" в разрезе на р. Маньхобею. По совокупности данных нормативного пересчета химического состава породы и рентгеновского дифрактометрического анализа гранатового концентрата минерал аттестуются как марганцевый пиральспит с весьма заметной примесьюgrossуляра, в его составе: пироп — 4.2, альмандин — 32.4, андрадит — 4.9, спессартин — 41.4, grossуляр — 17.1% [10].

Фосфаты

Представлены двумя минералами: апатитом и монацитом. **Апатит** довольно обилен: по данным Ю.И.Пыстиной [6], его содержание в среднем составляет 1581 г/т. Представлен таблитчатыми и призматическими кристаллами, а также изометричными зернами. Таблички имеют шестигранную или прямоугольную форму. Последние являются уплощенными призмами, белыми или бесцветными, размером 0.2-0.01 мм. Монацит встречается в виде единичных знаков.

Таким образом, результаты исследования акцессорных минералов щекурьинской свиты объясняют природу отмеченных в ней геохимических аномалий. Ранее было уже установлено, что аномалии бария обязаны присутствию барита [13], аномалии бора связаны с турмалином [8], цветных металлов – с сульфидами, а редкие аномалии марганца – с присутствием марганцовистого граната [10]. Неожиданным оказалось высокое содержание Ag в ряде проанализированных сульфидов, что позволяет предполагать присутствие собственных сульфидов (?) серебра, но этот вопрос требует более детального исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белякова Л.Т. Стратиграфическое расчленение доордовикских отложений Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сб.7. – Сыктывкар, 1972. – С. 21-33.
2. Львов К.А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала // Сб. стат. по геол. Арктики. – Л., 1959. – Вып. 11. – С. 51-73. (Тр. НИИГА; Т. 105).
3. Мерц А.В. Литолого-фациальная зональность отложений щекурьинской свиты среднего (?) рифея на Приполярном Урале // Литология и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. – Сыктывкар, 1994. – С. 4-12. (Тр. Ин-та геол. Коми науч. центра УрО Российской АН; Вып. 84).
4. Мерц А.В., Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Петрохимия отложений щекурьинской свиты среднего (?) рифея на Приполярном Урале. – Сыктывкар, 1995. – 36 с. (Научные доклады /Коми науч. центр УрО Рос.АН; Вып. 351).
5. Мерц А.В., Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Петрохимия древних метабазитов на Приполярном Урале // Докл. АН. – 1996. – Т.346, №4. – С. 525-531.
6. Пыстина Ю.И. Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. – Екатеринбург: УрО РАН, 1997. – 124 с.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Проблемы литохимии: Доклад на расширенном заседании ученого совета Института геологии 6 марта 1997 г. – Сыктывкар: Геопринт, 1997. – 24 с.
8. Юдович Я.Э., Иванова Т.И., Белоголова Т.И., Мерц А.В. Бор в древних толщах Приполярного Урала // Докл. АН. – 1993. – Т.331, № 4. – С. 463-466.
9. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Щелочные метасоматиты в древних толщах Приполярного Урала // Геохимия. – 1993. – N 3. – С. 395-411.

10. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Шулепова А.Н. Спессартиновые сланцы в щекурьинской свите на восточном склоне Приполярного Урала // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 2. – Сыктывкар, 1998. – С. 114-124. (Тр. Ин-та геол. Коми науч. центра УрО Российской АН; Вып. 95).

11. Юдович Я.Э., Мерц А.В. Уран и торий в древних толщах Приполярного Урала // Докл. АН. – 1993. – Т.329, № 5. – С.643-648.

12. Юдович Я.Э., Мерц А.В., Кетрис М.П. Петрохимическая диагностика метааркозов и метариолитов в древних толщах // Докл. АН. – 1997. – Т. 351, № 3. – С. 383-386.

13. Юдович Я.Э., Терешко В.В., Гареев Э.З. Бариевый геохимический горизонт в рифейских карбонатных отложениях Приполярного Урала // Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. – Сыктывкар, 1988. – С. 107-114. (Тр. Ин-та геол. Коми науч. центра УрО АН СССР; Вып. 67).

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ЯЙЮСКОЙ СВИТЫ

С.А.ПОПОВ, В.А.САЛДИН

Яйюская свита, выделенная К.Г.Войновским-Кригером [1], представлена каменноугольными отложениями восточной полосы Лемвинской зоны на Полярном Урале, для которых характерно наличие полимиктовых песчаников иногда с растительным детритом. Образование свиты связывается с раннекарбовыми поднятиями на востоке Лемвинского бассейна седиментации.

В последние годы благодаря находкам конодонтов уточнен возраст свиты, который определен как ранне-позднекаменноугольный [13]. В фациальном отношении отложения яйюской свиты наиболее пестры среди верхнепалеозойских толщ Лемвинской зоны. Это литологическое разнообразие отличает яйюскую свиту от подстилающей няньворгинской (D_3-C_1), перекрывающей кечпельской (P_1) и фациально замещающей ее в западном направлении воргашорской (C_1-C_3) свит. В строении свиты участвуют обломочные, глинистые, карбонатные и кремнистые породы, весьма характерно для нее присутствие пород смешанного состава.

Преобладают породы, образующие непрерывный карбонатно-терригенный ряд: чистые известняки (без примеси терригенного материала) → известняки глинистые (включая мергели) → известняки алевролитистые и песчанистые → известковые песчаники, известковые алевролиты, известковые глинистые сланцы → песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. Обычно наблюдаются смешанные породы центральной части этого ряда, трудные для визуальной диагностики.

Мощность яйюской свиты из-за сильной дислоцированности толщ, редкости находок органических остатков и сильной фациальной изменчивости достоверно не установлена. По нашим данным она оценивается приблизительно в 1500 м.

Для большинства разрезов яйюской свиты характерно ритмичное строение флишевого типа. На основании этого они были выделены А.И. Елисеевым [5] во флишоидную формацию. Более детальные исследования подтвердили, что значительная часть свиты сложена известняковыми, граувакковыми, известняково-граувакковыми турбидитами [14]. Поэтому, руководствуясь современным пониманием флиша [16], этот

комплекс можно отнести к флишевой формации. Ранее В.Н. Пучков [11] рассматривал их в ранге яйюской карбонатно-терригенной субформации в составе формации грауваккового флиша, образование которой он связывал с процессами “мягкой” коллизии Восточно-Европейского континента с Казахстанским [12].

Глинистые минералы входят в состав многих типов пород яйюской свиты. Наиболее распространенными среди них являются глинистые породы, среди которых выделяются алевроитистые, песчанистые, известковые, кремнистые и углеродистые разновидности, часто они сложены сразу тремя компонентами. По степени литифицированности основная часть их относится к глинистым сланцам (или сланцеватым аргиллитам). Чаще других встречаются глинисто-известковые и известково-глинистые сланцы. Их слои имеют мощность от первых сантиметров до первых метров. Обычно они слагают турбидитовые циклиты, занимая самую верхнюю их часть мощностью 0.05-0.3 м. Для них характерны листоватая отдельность, темно-серый до черного цвет, нередко тонкая (до 1 мм) горизонтальная слойчатость, обусловленная распределением органического вещества или обломками алевроитовой размерности. Встречаются и массивные слои глинистых пород без видимой сланцеватости, которые можно относить к аргиллитам. В глинистых сланцах, так же как и в других типах пород, отмечаются трещины (от доли миллиметра до нескольких сантиметров), выполненные кальцитовым и кварц-кальцитовым материалом

Другими распространенными типами пород яйюской свиты с глинистым материалом являются глинистые известняки, мергели и граувакковые песчаники с глинистым матриксом.

Глинистые минералы яйюской свиты ранее не изучались. Можно лишь отметить, что в 60-х гг. В.В. Беляев в пробах, представленных А.И. Елисеевым, на основании термического анализа диагностировал в глинистых сланцах наличие гидрослюда [5]. Я.Э. Юдович, исходя из данных силикатных анализов глинистых сланцев из района Ельца, допускал возможное присутствие парагонита [18].

Нами исследованы образцы, отобранные из обнажений в районе рек Грубею и Пальник (притоки р. Юнъяги) и характеризующие нижнюю (500 м), наиболее фаунистически охарактеризованную верхневизейско-серпуховскую часть яйюской свиты.

Изучение глинистой фракции пород проводилось рентгеноструктурным методом на дифрактометре ДРОН-3 (Cu K_α). Препараты готовились посредством дробления литифицированных образцов с последующим центрифугированием и осаждением глинистых суспензий на стеклянные подложки. Для диагностики минералов каждый образец снимался четыре раза: в воздушно-сухом состоянии, насыщенный глицерином, прокаленный до 550°C и обработанный 10% - ным раствором соляной кислоты. Содержание минералов оценивалось по методу, разработанному В.А. Дрицем [2].

В исследованных нами образцах установлены поликомпонентные смеси в следующих ассоциациях: слюда-хлорит, слюда-хлорит-сметит, слюда-хлорит-каолинит, слюда-сметит (табл. 1). В качестве постоянной примеси в глинистых фракциях присутствует кварц.

Слюда. На дифрактограммах природных ориентированных препаратов фиксируются целочисленные или очень близкие к целочисленным серии базальных отражений 00l с $d(001)=10 \text{ \AA}$, типичные для слюдистых минералов. Соотношение интенсивностей базальных рефлексов указывает на мусковитовый тип слюды.

На рентгенограммах у разных образцов первое базальное отражение имеет неодинаковый облик. В одних случаях оно представлено в виде узкого четко проявленного пика, в других – отмечаются смещение рефлекса 001 в сторону малых углов, а также некоторые изменения $d(001)$ при различных обработках препаратов, указывающие на наличие разбухающих слоев [4, 7]. Содержание разбухающей фазы ($w_{\text{см}}$) было определено согласно методике Б.А.Омельяненко и др. [10]. Следуя классификации слюдистых минералов с различным содержанием разбухающих слоев [10], изученные нами слюды можно разделить на две группы: серициты ($w_{\text{см}} < 5\%$, обр. Г-52/333, Г-51/315) и гидрослюды ($w_{\text{см}} \sim 5\text{--}17\%$, все остальные образцы).

Хлорит диагностируется по серии базальных отражений 00l, кратных $d(001)=14.10 \text{ \AA}$ и исчезающих после обработки препаратов соляной кислотой. Важное значение для идентификации хлорита имеет третье базальное отражение $d(003)=4.7 \text{ \AA}$, которое не перекрывается рефлексами других глинистых минералов. Характер соотношения интенсивностей базальных рефлексов хлорита указывает на триоктаэдрическую структуру, а также преимущественно железистый состав минерала [8]. Исследованные нами хлориты, по-видимому, обладают некоторой степенью деградации, выражающейся в “дефектности” их структуры, которая проявляется некоторым сжатием кристаллической решетки вдоль оси “с” при нагревании образцов до 550°C . Это фиксируется на дифрактограммах смещением первого базального отражения в область больших углов. Особенно заметно проявляется у обр. Г-2/160, Г-51/315, П-42/75.

Сметит на дифрактограммах глинистых препаратов диагностируется по смещению первого базального рефлекса ($d_{001} 14.11\text{--}14.16 \text{ \AA}$) в область $17.7 \text{ \AA}$ после насыщения образцов глицерином. После прокаливания при 550°C структура минерала сжимается до $\sim 10 \text{ \AA}$. Изученные нами сметиты оказались устойчивыми к обработке соляной кислотой, что, по-видимому, свидетельствует об их высокоглиноземистой природе и позволяет отнести к разновидностям типа монтмориллонит-бейделлит [6, 17].

Таблица 1
Содержание глинистых минералов, %

Номер образца	Слюда	Каолинит	Смектит	Хлорит
П-42/21	88	—	—	12
П-42/75	76	—	—	24
П-43/117	55	—	—	45
Г-2/160	66	—	—	34
Г-48/210	66	—	—	34
Г-51/302	85	—	5	10
Г-51/315	91	—	—	9
Г-52/333	65	15	—	19
Г-52/354	77	5	—	18
Г-52/361	89	—	—	11
Г-52/374	76	—	24	—

Примечание. Отложения бассейна р. Грубею: Г-52/374 – сильно глинистый известняк, Г-52/361 – аргиллит с редким растительным детритом, Г-52/354 – песчаник граувакковый, Г-52/333 – сильно известковый аргиллит, Г-51/315 – известняк глинисто-доломитовый, Г-51/302 – сланец глинистый, Г-48/210 – песчаник граувакковый, Г-2/160 сланец алевроитисто-известково-глинистый. Отложения бассейна р. Пальник: П-43/117 – сильно глинистый известняк, П-42/75 – аргиллит темно-серый, П-42/21 – аргиллит темно-серый.

Каолинит выявлен по серии базальных рефлексов, кратных $7.10 \text{ \AA}$, которые сохраняются после обработки образцов соляной кислотой и исчезают после их прокаливании при 550°C .

Как видно из табл. 1, основными минералами глинистых фракций пород являются слюда и хлорит. Реже и в меньших количествах встречены каолинит и смектит. Первые два минерала составляют наиболее распространенную ассоциацию слюда-хлорит, которая встречена в подавляющем большинстве образцов. В двух случаях выявлена слюда-хлорит-каолинитовая ассоциация и по одному разу

слюда-хлорит-смектитовая и слюда-смектитовая.

Известно, что глинистые минералы, являясь чуткими индикаторами различных геологических обстановок, заключают в себе богатую информацию о процессах гипергенеза и литогенеза. Эти вопросы подробно освещены во многих работах [3, 8 и др.]. В частности, многими исследователями используется индекс "кристалличности" слюды, или индекс Кюблера (H_k) [3]. Под ним подразумевается ширина $10 \text{ \AA}$ -го рефлекса, измеренная в миллиметрах на половине его высоты, используется как мера степени постседиментационного преобразования осадочных пород (табл. 2). Согласно представлениям Б.Кюблера границе между неизмененными метаморфическими породами и породами, подвергнутыми катагенезу, соответствует значение $H_k = 7.5 \text{ мм}$, а границе между зонами катагенеза и метакатагенеза – $H_k = 4 \text{ мм}$ [3]. Исследования Ч.Уивера и Б.Брёекатра показали, что исчезновение полное отсутствие разбухающих слоев в гидрослюдах происходит при температуре выше 300°C , т.е. в стадию метакатагенеза. Они считают величину угла $2\theta = 0.42^\circ$ соответствующей наступлению стадии метакатагенеза и $2\theta = 0.25^\circ$ – соответствующей началу

Таблица 2
Корреляция значений индекса "кристалличности" слюды и степени постседиментационных изменений осадочных пород

Параметр	Диагенез	Катагенез	Метакатагенез	Метаморфизм
$T, ^\circ\text{C}$	<110	110–280	280–360	>360
$H_k, \text{мм}$	>7.5	7.5–4.2	4.2–2.5	<2.5

метаморфизма [3]. По их расчетам граничные температуры, отделяющие начало и конец зоны метагенеза, равны соответственно 280 и 360° С.

По результатам, полученным в ходе наших исследований, было установлено, что образцы (Г-52/333, Г-51/315)

можно отнести к зоне метагенеза, остальные попадают в зону катагенеза (табл. 3).

Преимущественно турбидитовый механизм образования отложений яйюской свиты обуславливает аллотигенное происхождение основной части глинистых минералов. Однако представляется вероятным, что существенная часть гидрослюды и хлоритов имеет аутигенную природу, связанную с преобразованиями (в том числе и через ряд смешанослойных минералов), первичных смектитов и каолинитов. Присутствие этих минералов в породах яйюской свиты указывает на первоначально более широкое распространение последних до стадии позднего (глубинного) катагенеза.

Чешуйчато-надвиговое строение района, изоклиральная складчатость, сильное расщепление пород, развитие кливажа свидетельствуют о значительных постседиментационных преобразованиях палеозойских пород Лемвинской зоны. К.Г.Войновский -Кригер отметил "пятнистый" характер проявления вторичных изменений пород этого района. Однако специальных исследований относительно степени их изменения не проводилось. Имеются данные об аналогичных породах сланцевой зоны Пай-Хоя, свидетельствующие о высокой степени их преобразования (палеотемпературы достигали 350-450°С) [15]. По структурно-вещественным признакам верхнепалеозойских пород и индексу окраски конодонтов нам удалось выделить два участка Лемвинской зоны, отличающиеся степенью преобразования от других участков выходов района. К наиболее значительно измененным мы отнесли породы северо-восточной части Лемвинской зоны (бассейн р. Сось), распространенные в непосредственной близости к зоне меланжа. Наименее преобразованными являются породы в разрезах рек Грубею и Пальник (бассейн р.Юньяги), характеристика глинистых минералов которых приводится в данной статье.

Индекс окраски конодонтов, найденных в верхневизейско-серпуховских известняках разреза р.Грубею, составляет приблизительно 3.5 (температура преобразования пород 110-250°С), в то время как конодонты в других районах и даже в более молодых отложениях (С₂-Р₁) имеют индекс 5 (температура выше 300°С).

Таблица 3
Значения индекса "кристалличности" гидрослюды

Номер образца	H _к , мм	Номер образца	H _к , мм
П-42/21	5.0	Г-51/315	3.0
П-42/75	5.0	Г-52/333	3.5
П-43/117	7.0	Г-52/354	4.8
Г-2/160	5.0	Г-52/361	6.0
Г-48/210	5.0	Г-52/374	5.5
Г-51/302	6.0		

Качественная оценка структурных изменений пород определялась в шлифах по взаимоотношению зерен в кварцевых песчаниках, встреченных на р.Пальник. Здесь преобладают линейные контакты и редко наблюдаются точечные и конформные, что может указывать на преобразование пород не превышающей стадии позднего катагенеза.

Присутствие в породах яйюской свиты каолинита и смектита, минералов не характерных для пород, подвергшихся изменениям в стадию глубинного катагенеза, в нашем конкретном случае трудно объяснить. Тем более парадоксальным кажется присутствие каолинита в углеродисто-глинистом известняке (обр.Г-52/333), так как индекс "кристалличности" содержащейся в нем слюды указывает на преобразования пород в условиях метagenеза. Однако следует заметить, что по литературным данным каолиниты и смектиты как реликтовые минералы встречаются даже в породах, испытавших метаморфизм фации зеленых сланцев [9].

Таким образом, методом рентгеновской дифракции выявлен состав глинистых минералов в породах яйюской свиты на реках Грубею и Пальник, которые представлены слюдами (гидрослюда, серицит), хлоритом, а также смектитом и каолинитом. Преобладание слюдисто-хлоритовой минеральной ассоциации, структурные особенности гидрослюд в изученных разрезах соответствуют стадиям глубинного катагенеза и метagenеза, что не противоречит другим данным (индексу окраски конодонтов, степени структурных преобразований в кварцевых песчаниках). Факт обнаружения каолинита и смектита в породах яйюской свиты представляется нам интересным и требует дальнейших более детальных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Войновский-Кригер К.Г. Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1963. -Т.37, вып.2. – С.56-77.
2. Дриц В.А. Количественный анализ минералов в смеси. –Заводская лаборатория. – 1958. – №1.
3. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. – М.: Наука, 1991. – 176 с.
4. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. – М.: Наука, 1976. – 256 с.
5. Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. – Л.: Наука, 1978. – 204 с.
6. Залманзон Э.С., Шишова Е.С. К методике выделения коллоидных фракций из карбонатных глин и илов // Изв. АН СССР. Сер.геол. – 1950. - №2. – С.145-149.
7. Коссовская А.Г., Дриц В.А. О гидрослюдах осадочных пород // Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. – М.: Наука, 1970. – С.51-58.

8. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. – М.:Недра,1986. – 247 с.
9. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континентах и в океанах. – Л.:Недра,1987. – 233 с.
- 10.. О содержании понятия серицит / Б.И. Омеляненко, И.М. Воловикова, В.А. Дриц и др. // Изв. АН СССР. Сер.геол. – 1982. – №5. – С.69-87.
11. Пучков В.Н. Батимальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. – М.:Наука,1979. – 259 с.
12. Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Тектоника. – 1997. – №4. – С.42-62.
13. Салдин В.А. Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений Лемвинской зоны Урала. – Докл. АН. – 1993. – Т.332, №4 – С.476-478.
14. Салдин В.А. Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала // Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. – Сыктывкар, 1996. – 20с.
15. Термальный эпигенез палеозойских отложений Пай-Хоя / А.А.Беляев, А.А.Иевлев, В.В.Юдин, Н.С.Овнатанова. – Сыктывкар, 1984. – 22с. (Научные доклады / Коми науч. центр УрО Рос. АН; Вып. 224)
16. Фролов В.Т. Уточнение понятия флиш // Бюл. МОИП. Отд.геол. – 1988. – Т.63, вып.4. – С.16-32.
17. Хлыбов В.В. Глинистые минералы триасовых отложений Северо-Востока европейской части СССР. – Л.:Наука. – 1989. – 104 с.
18. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны севера Урала / Я.Э.Юдович, М.А. Шишкин, Н.В.Лютиков и др. – Сыктывкар: Пролог, 1998. – 340с.

СВОБОДНЫЕ И СЕРОСВЯЗАННЫЕ БИОМАРКЕРЫ БИТУМОИДА ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ СЫСОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Д.А.БУШНЕВ, С.В.ЛЫЮРОВ, Н.С.БУРДЕЛЬНАЯ

Состав и процесс накопления органического вещества (ОВ) Волго-Печорской сланценосной провинции неоднократно обсуждались как с геологических [3, 7, 8], так и с геохимических [2, 9] позиций. Высказывалось мнение о том, что накопление ОВ горючих сланцев (ГС) происходило при сероводородном заражении бассейна седиментации [1, 5]. В связи с изучением влияния аноксии (сероводородного заражения) вод бассейна седиментации на процесс накопления органического вещества особый интерес в настоящее время представляют два геохимических направления: первое – исследование производных арилкаротиноида изорениератена – биомаркера аноксии [14, 15], второе – изучение серосвязанных углеводородных структур, входящих в состав полярных фракций битумоидов и керогена [12].

Особенности палеобиоценозов сланценосных отложений

При рассмотрении палеобиоценозов, связанных с горючими сланцами, становится очевидным, что, хотя количество и расположение остатков фауны в общих чертах соответствуют породам с обычными концентрациями ОВ, имеется и ряд отличий, вызванных, вероятно, аномальным содержанием водорослей и продуктов их разложения как в толще воды, так и на поверхности осадка. Для ориктокомплексов моллюсков, содержащихся в пластах горючих сланцев, характерно наличие остатков организмов (главным образом ювенильных форм), ведших практически неподвижный (двустворки) или малоподвижный (гастроподы) образ жизни. Из активных нектонных форм совсем не содержится белемнитов, которые вели преимущественно придонный образ жизни. Аммонитов, характеризующихся очень высокой скоростью расселения, довольно много, и они обычно представлены мелкими и средними формами. Аммониты обитали преимущественно в неритовой зоне моря, требовали хорошей аэрации, не боялись обильного осадконакопления, но не переносили значительных колебаний температуры и солености воды, а так-

же конкуренции прикрепленного бентоса. Личинки аммоноидей были очень легкие и подвижные, предпочитали илистый и вязкий субстрат морского дна. В отличие от взрослых особей, которые были хищниками, личинки питались мельчайшими организмами, находившимися на дне или во взвешенном состоянии. Отсюда понятно наибольшее тяготение аммоноидей к прибрежным участкам моря, а также к осадкам, обогащенным ОВ. Кроме того, считается, что нижняя граница их распространения в общем совпадает с нижней границей зеленых водорослей, т.е. в конечном счете определяется глубиной проникновения солнечного света.

Бухии, которые составляют большую часть двустворчатых моллюсков, отмечающихся в сланценосных отложениях, были способны поселяться с высокой популяционной плотностью на полосе илов, граничащих с водами, обогащенными сероводородом, но в водах с дефицитом кислорода и с аномальным газовым режимом они существовать не могли [4].

В горючих сланцах очень редки фораминиферы (если есть, то они представлены мелкими секретионными формами), отсутствуют криноидеи и остракоды, обычные для пород с низким содержанием ОВ. Наиболее высококачественные ГС практически не содержат макро- и микрофауны, и это может служить косвенным признаком, указывающим на сероводородное заражение придонного слоя.

Фактический материал

Нами были детально изучены образцы керна ГС и вмещающих пород из скв. 351 и 363, пробуренных в южной части Поингской площади в Сысольском районе, составной части обширной Волжско-Печорской сланценосной провинции (рис. 1).

Разрез волжских отложений в пределах Сысольского сланценосного района представлен нижней частью средневолжского подъяруса (аммонитовая зона *Dorsoplanites panderi* и низами зоны *Dorsoplanites maximus*). В литологическом отношении эта сланценосная толща подразделяется на две части — “сероцветную”, представленную переслаиванием мергелистых глин, мергелей, керогеновых глин, горючих сланцев, и “темноцветную”. Последняя сложена часто чередую-

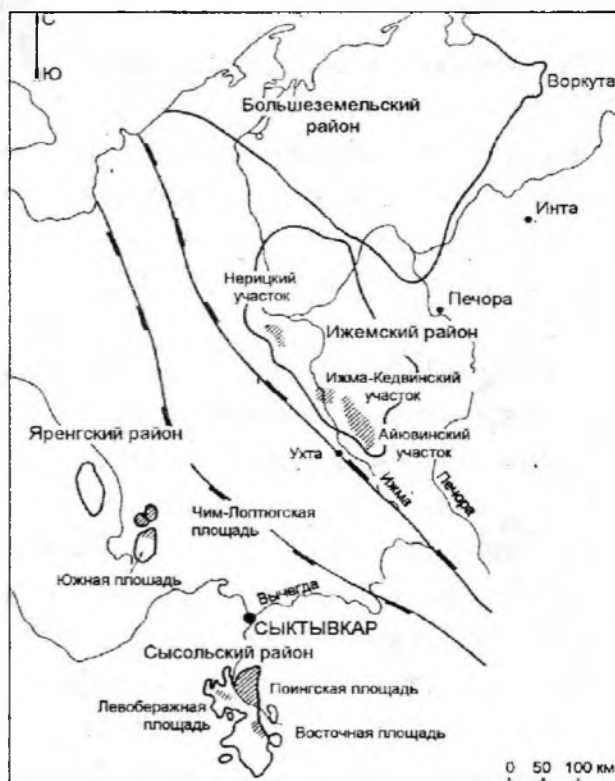


Рис. 1. Сланценосные районы (заштриховано) европейского Севера России [3]

Рис. 2. Разрезы сланценой толщи, вскрытые скв. 363 и 351.

1-5 – литологические типы пород: 1 – горючий сланец; 2 – глинистый горючий сланец; 3 – керогеновая глина; 4 – глина; 5 – мергелистая глина; 6 – граница между темноцветной и сероцветной пачками

щимися слоями сланцев различного качества, керогеновых и “чистых” глин (рис. 2).

Экспериментальная часть

Для всех образцов проведено определение содержания органического углерода (C_{org}) и хлороформанного битумоида А (ХБА), а также газохроматографическое определение распределения n -алканов и изопреноидов. С помощью хромато-масс-спектрометрии детально изучен состав химически не связанных предельных и непредельных полициклических биомаркеров (см. таблицу). Сделан анализ ароматической фракции свободных углеводородов и проведен эксперимент по каталитическому обессериванию полярной фракции ХБА на никеле Ренея и соответствующему анализу серосвязанных биомаркеров.

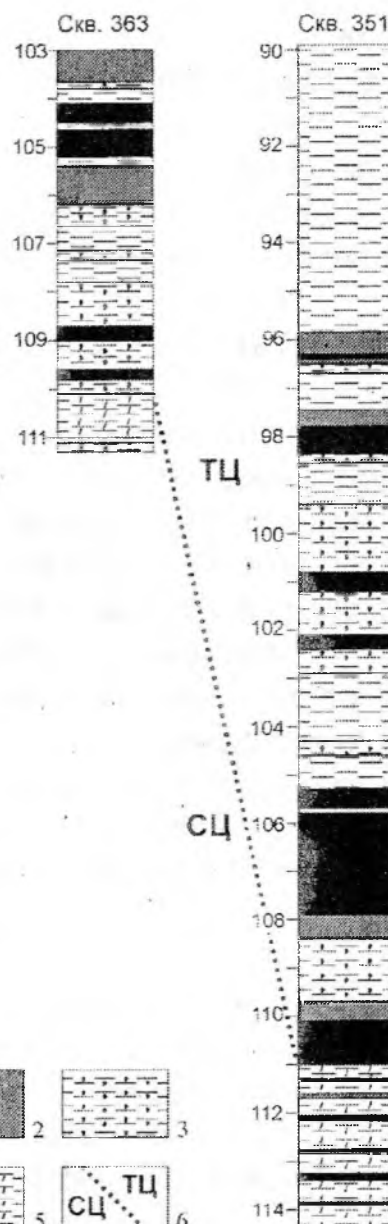
Результаты и их обсуждение

Распределение C_{org} и ХБА в разрезе сланценой толщи.

Было установлено, что содержание C_{org} в разрезе сланценой толщи изменяется от 0.92% в серой глине до 18.6% в ГС. Содержание ХБА в ГС сильно колеблется – 0.04–0.65%.

Непредельные биомаркеры. Впервые выполненное нами хромато-масс-спектрометрическое исследование непредельной фракции ХБА сланцев показало наличие в ней стеренов (Δ^4 и Δ^5 изомеры) состава C_{21-23} и C_{27-29} . Их концентрации близки к содержаниям насыщенных 5α стеранов. Распределение $C_{27}-C_{29}$ стеренов (сумма Δ^4 и Δ^5) и стеранов ($\alpha\alpha\alpha$ 20R) в ХБА сланцев очень сходное (см. таблицу), что лишний раз подтверждает маркирующий характер распределения стероидных соединений в ряду осадок → ОВ пород → нефть.

Выделение и анализ фракции непредельных УВ позволили провести правильную идентификацию пиков на масс-фрагментограмме, построенной по m/z 231. Дело в том, что Е.Б.Бондарь и М.Г.Куузик [2] отмечали присутствие 4-метилстеранов состава C_{28-31} (5α 20R и 20S) в ХБА сы-



солевых ГС, однако примененная ими методика подготовки пробы не исключала наличия примеси непредельных УВ; поэтому их данные могут вызывать сомнение. Так, полученные нами масс-фрагментограммы (m/z 231) алифатической, предельной и непредельной фракций отчетливо показывают, что большая часть

Распределение углеводородов в ХБА и продуктах обессеривания полярной фракции ХБА

УВ показатель	Свободные углеводороды	Продукты обессеривания
Pr/Ph	0.43	0.10
Pr+Ph/C ₁₇ +C ₁₈	0.79	2.69
(C ₁₅ +2*C ₁₇ +C ₁₉)/2*(C ₁₆ +C ₁₈)	1.54	1.01
(C ₂₇ +2*C ₂₉ +C ₃₁)/2*(C ₂₈ +C ₃₀)	2.66	1.19
(C ₂₁ +2*C ₂₃ +C ₂₅)/2*(C ₂₂ +C ₂₄)	1.59	0.89
C ₂₇ :C ₂₈ :C ₂₉ $\alpha\alpha\alpha$ 20R стераны	49.5:10.8:39.7	52.2:14.1:33.7
C ₂₇ :C ₂₈ :C ₂₉ $\Delta^4+\Delta^5$ стерены	50.5:11.7:37.8	—
$\alpha\alpha\alpha$ 20R C ₃₀ стераны, %	5.9	18.5
$\beta\alpha\alpha/\alpha\alpha\alpha$ холестаны	0.28	0.56
22S/S+R C ₃₁ гопапы	0.11	—
C ₃₅ /C ₃₄ гопапы	1.53	—
C ₂₉ +C ₃₀ биогопапы, %	38.7	—

пиков на масс-хроматограмме алифатической фракции скорее всего связана с различными непредельными УВ, которые после ЖХ-разделения на нитрате серебра исчезают из насыщенной фракции. Таким образом, 4-метилзамещенные стераны представлены в ХБА сланцев соединениями состава C₂₈ и C₂₉ ($\alpha\alpha\alpha$ 20R), большое число пиков на масс-фрагментограмме по 231-му иону, ранее идентифицированных как C₂₈₋₃₁ (5 α 20R и 20S) 4-метилстераны, на самом деле относятся к различным непредельным соединениям.

Распределение 2-метил-2-(4, 8, 12-триметилтридецил)хроманов (МТТХ), исследованное нами в ароматической фракции свободных УВ (скв. 351, 105.8 м) характеризуется резким преобладанием 5,7,8-триметил-МТТХ над 5,8-диметил-МТТХ, 7,8-диметил-МТТХ и особенно 8-метил-МТТХ, что указывает на накопление ОВ в условиях нормальной солености морского бассейна [11].

Состав и распределение свободных углеводородов ХБА и продуктов каталитического обессеривания полярной фракции битумоида. Процессы осернения липидов живого вещества, содержащих активные функциональные группы (кратные связи, гидроксилы и др.), в процессах седиментогенеза и раннего диагенеза видны на примере бактериогопанотетрола – липоида клеточных стенок бактерий (рис. 3). Эксперимент по каталитическому обессериванию керогена и полярных фракций битумоидов позволяет установить присутствие в них серосвязанных биомаркеров.

Анализ битумоида горючего сланца из разреза скв. 351 Поинга (105.8 м, отложения J₃ v₂) показал, что распределение ***n*-алканов и изопреноидов**, установленное методом газовой хроматографии, в алифатических фракци-

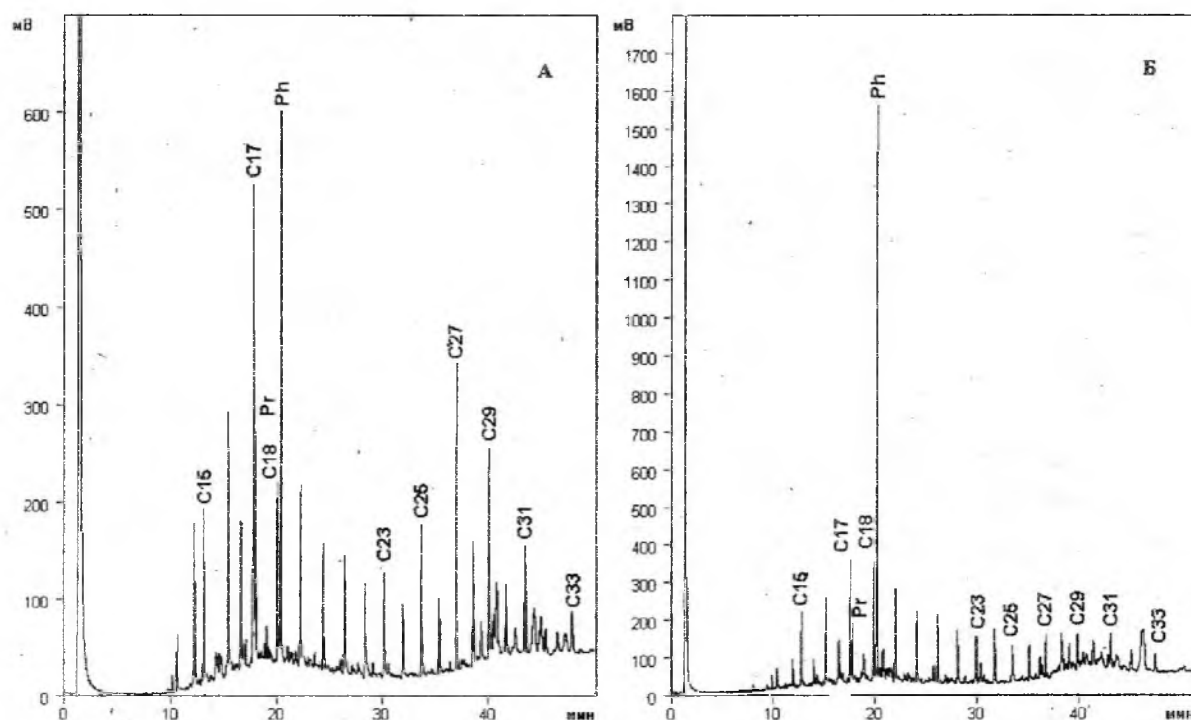


Рис. 3. Хроматограммы алифатических фракций ХБА (А) и продуктов каталитического обессеривания полярной фракции (Б) битумоида, выделенного из образца ГС 351/105, 8 м. Pr – пристан, Ph – фитан, С(число) – н-алканы.

ях ХБА и продуктов обессеривания его полярной фракции значительно различается (рис. 4). В последних распределение н-алканов не имеет выраженных локальных максимумов, нет сильного преобладания четных либо нечетных УВ. При этом концентрации изопреноидов, по отношению к содержанию н-алканов возрастают очень резко: показатель $Pr+Ph/C_{17}+C_{18}$ более чем в три раза превышает аналогичный показатель для свободных УВ. Наблюдается резкое возрастание относительной концентрации фитана – в данном случае продукта обессеривания сульфидированных форм фитола [17]. Представляется вероятным, что часто наблюдаемое выравнивание концентраций четных и нечетных н-алканов в рассеянном ОВ пород по мере созревания последнего обусловлено сохранением “избыточных” концентраций нечетных н-алканов, которые в процессе катагенеза разбавляются новообразованными.

Свободные **стерановые углеводороды** представлены в ХБА сланца не $5\alpha(H), 14\alpha(H), 17\alpha(H)$ (сокращенно $\alpha\alpha\alpha$) 20S и 20R формами [2], а,

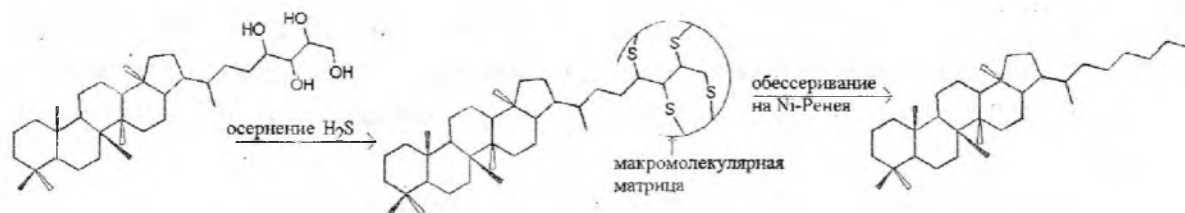


Рис. 4. Превращения функциональных групп бактериогпанотетрола в процессах осернения (ранний диагенез) и каталитического обессеривания (лабораторные условия).

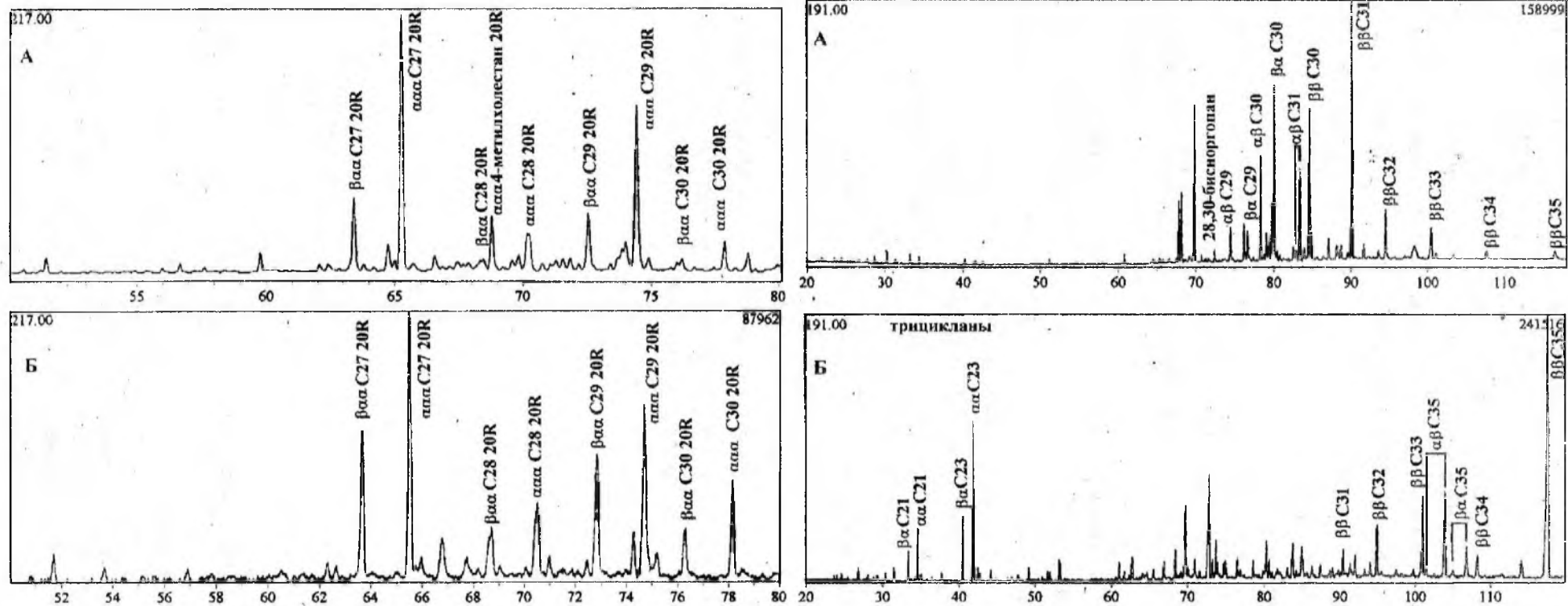


Рис. 5. Масс-фрагментогаммы алифатических фракций, построенные по 217 и 191-му ионами: А – свободных углеводородов, Б – продуктов каталитического обессеривания. В случае трицикланов указана пространственная ориентация атомов водорода при C13 и C14

как показал анализ масс-спектров соответствующих пиков, $\beta\alpha\alpha$ и $\alpha\alpha\alpha$ формами (по соотношению 149 и 151-го фрагментов, рис. 5). В распределении стеранов явно доминируют холестеран и 24-этилхолестеран, концентрации 24-метилхолестерана значительно ниже. В то же время состав стеранов в продуктах каталитического обессеривания имеет ряд отличий от состава свободных стеранов. Во-первых, концентрации стеранов состава $C_{27-29} 5\beta(H)$ по отношению к содержанию стеранов $5\alpha(H)$ конфигурации здесь несколько выше (рис. 5). Во-вторых, концентрации свободных стеранов C_{30} очень низки (что позволяло нам даже усомниться в достоверности их идентификации); напротив, в катализате они значительно выше, причем 4-метилстераны здесь отсутствуют.

Распределение свободных **УВ ряда гопана** характеризуется высокими концентрациями биологических bb форм (рис. 5). Доля $17\beta(H), 21\beta(H)$ (сокращенно $\beta\beta$) гопанов достигает 51% на сумму всех изомеров. Максимум в распределении УВ гопанового ряда во фракции свободных углеводородов приходится на гопаны C_{30-31} . Несомненное доминирование биологических форм гопанов наблюдается и в катализате. Если концентрации высших (C_{33-35}) гомогопанов во фракции свободных УВ очень низки, то их пики становятся преобладающими на масс-фрагментограмме продуктов каталитического обессеривания. По мере созревания сланца доля высокомолекулярных гомогопанов в составе свободных УВ будет резко увеличиваться. Наконец, если концентрации свободных **трициклических терпанов** в ХБА сланца весьма малы, то в катализате их пики сравнимы по величине с пиками пентациклических УВ ряда гопана.

Итак, полученные данные позволяют высказать суждения о составе биопредшественников ОВ и процессах его изменения.

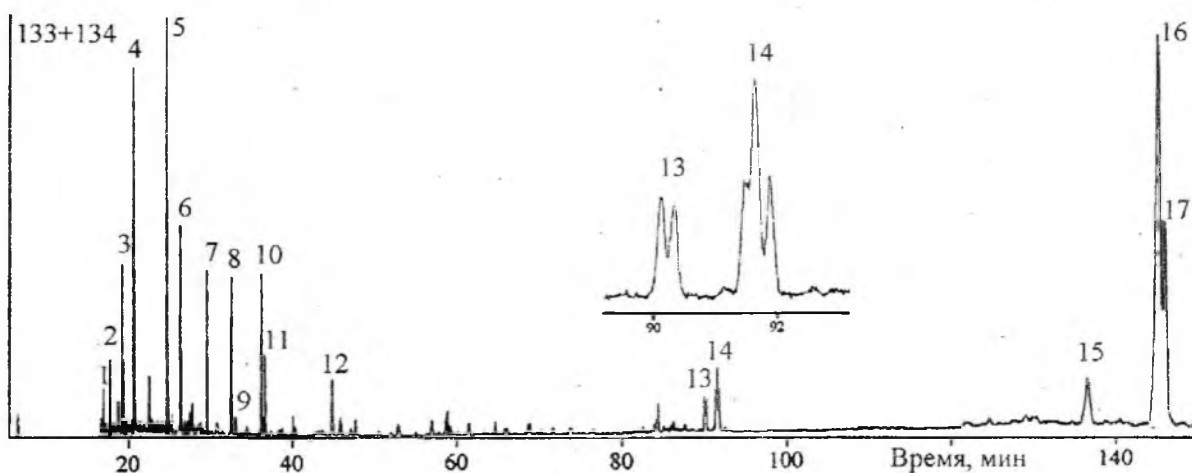


Рис. 6. Масс-фрагментограмма ароматической фракции продуктов каталитического обессеривания, построенная по сумме 133- и 134-го ионов. 1-17 – пики производных изорениератана: 1-8, 10, 12 – моноарилизопреноиды состава C_{13-24} (без учета C_{17} и C_{23}); 9, 11 – диарилизопреноиды состава C_{20-21} ; 13, 14 – диарилизопреноиды состава C_{32} (два изомера) и C_{33} (три изомера); 15 – производное изорениератана состава C_{40} с тремя ароматическими ядрами; 16, 17 – изомеры изорениератана (C_{40}).

Присутствие высоких концентраций биогопанов, $5\beta(\text{H})$ стеранов и стеренов позволяет четко диагностировать невысокую степень термической зрелости ОВ горючих сланцев и вмещающих пород, вероятно не превышающую ПК_2 . Наличие некоторой примеси терригенного материала в существенно аквагенном ОВ сланца можно предполагать, исходя из высоких концентраций n -алканов состава C_{27} , C_{29} , C_{31} , C_{33} , происхождение которых в ископаемых осадках связывают с таким источником, как воски многоклеточных донных водорослей, близких по химическому составу к стеблевым частям высших растений, и, возможно, с аллохтонными остатками наземной флоры. То, что исходное ОВ сланца имело преимущественно аквагенный источник, подтверждается высокими концентрациями нечетных n -алканов в области C_{15} - C_{19} и характерным для морского ОВ распределением стеранов, в том числе присутствием высоких концентраций C_{30} стеранов. Доля бактериальной биомассы в формировании ОВ не представляется нам особенно существенной вследствие невысоких величин отношения гопаны/стераны. Накопление ОВ происходило в существенно восстановительных обстановках, на что указывает низкий показатель отношения Pr/Ph , наличие 28,30-бисноргопана а также повышенное значение отношения $\text{C}_{35}/\text{C}_{34}$ гомогопанов.

Влияние аноксии на процесс накопления ОВ в ископаемых осадках давно рассматривается в геохимической литературе. Но обсуждение этого вопроса стало более содержательным только с разработкой методов органической геохимии. Одним из важных индикаторов аноксии можно считать ОВ, генетически связанное с зелеными серными бактериями (*Chlorobiaceae*) [14, 15]. Необходимым условием существования указанной биоты является наличие растворенного сероводорода в слое воды, доступном действию солнечной радиации, что обусловлено специфическим обменом веществ – процесс фотосинтеза данных бактерий происходит с участием H_2S . Наличие изорениератена настолько характерно для зеленых серных бактерий, что обнаружение его самого, либо его производных в органическом веществе позволяет говорить об аноксии в фотическом слое [13]. Впрочем, для более уверенного вывода необходим анализ изотопного состава углерода производных изорениератена. Дело в том, что специфический процесс фиксации углерода, используемый *Chlorobiaceae* (обращенный цикл трикарбоновых кислот), приводит к аномально высокому накоплению ^{13}C в их липидах [16].

Хромато-масс-спектральный анализ свободной ароматической фракции показал наличие в ней производных изорениератена состава C_{13} - C_{22} и C_{40} с одним, двумя и тремя ароматическими ядрами. В составе продуктов каталитического обессеривания также установлены многочисленные УВ производные изорениератена состава C_{13} - C_{24} и $\text{C}_{32,33,40}$, содержащие одно, два или три ароматических ядра (рис. 6.). Идентификация моноароматических производных изорениератена состава C_{13-22} основана на сопоставлении полученных нами масс-спектров с опубликованными

ми [6]. Основываясь только на масс-спектральных данных, не всегда возможно точно установить строение соединений; в нашем случае определенно можно говорить о молекулярной массе производных и количестве ароматических колец в системе. Предполагается, что образование данных арилизопреноидов является результатом различных превращений изорениератена в раннем диагенезе, в частности выброса молекулы толуола либо ксилола в результате электроциклических реакций (что приводит к образованию C_{33} и C_{32} "каротиноидов" с различными метильными замещениями в изопреноидной цепи), циклизации полиеновой цепи с последующей ароматизацией [10].

Обнаружение многочисленных производных изорениератена в составе битумоида горючего сланца позволяет утверждать, что накопление ОВ происходило в условиях сероводородного заражения фотического слоя, которое было, возможно, спорадическим.

Осернение биоллипидов восстановленными формами серы в раннем диагенезе сыграло весьма важную роль в консервации ОВ сланцев. То, что указанный процесс имел определенное значение в накоплении ОВ сланца, следует из результатов эксперимента по каталитическому обессериванию полярной фракции ХБА – было получено 2.8 % предельных и ароматических углеводородов на полярную фракцию. Исследование индивидуального углеводородного состава продуктов каталитического обессеривания полярной фракции показало, что они содержат в основном те же соединения, что и фракция свободных углеводородов, но в несколько других соотношениях.

Данные органической геохимии, указывающие на существование восстановительной среды в раннем диагенезе и возможную аноксию в бассейне седиментации, непосредственно не указывают на причину накопления повышенных концентраций углерода в ГС. Если рассматривать сам процесс консервации ОВ в осадке, то восстановленные формы серы, несомненно, могли способствовать сохранению исходной органики вследствие перехода химически активных функциональных групп липидов в более устойчивые сернистые формы (тиофены и др.). Этот процесс, несомненно, играл важную роль в накоплении ОВ сланцев.

Итак современными методами органической геохимии нами был изучен состав битумоида горючих сланцев и вмещающих пород верхнеюрской сланценосной толщи Сысольского месторождения.

Проведенный эксперимент по каталитическому обессериванию полярной фракции позволил установить состав биомаркеров, находящихся в составе битумоида в виде сернистых производных.

Исходное органическое вещество горючих сланцев имеет преимущественно аквагенный источник с некоторой примесью терригенного материала. Стадия катагенетической преобразованности ОВ не превышает PK_2 .

Накопление исходного ОВ происходило в периодически возникающих обстановках сероводородного заражения вод бассейна седиментации.

Процесс химического связывания активных функциональных групп липидов восстановленными формами серы играл заметную роль в консервации ОВ сланцев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В.П. Юрские горючие сланцы Тимано-Печорской области // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т.11. – М.: Недра, 1968. – 607 с.
2. Бондарь Е.Б., Куузик М.Г. Исследование горючих сланцев Сысольского месторождения Коми АССР. 2. Состав битумоидов // Горючие сланцы. – 1986. – № 3/1. – С. 13-23.
3. Горючие сланцы Европейского Севера СССР / Л.Ф.Васильева, В.А.Дедеев, Л.А.Дурягина и др. – Сыктывкар: Коми научный центр УрО АН СССР, 1989. – 152 с.
4. Захаров В.А. Бухиды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. – М.: Наука, 1981. – 271 с.
5. Лыуров С.В. Юрские отложения севера Русской плиты. – Екатеринбург: УрО РАН, 1996. – 139 с.
6. Моноциклические ароматические углеводороды с изопреноидной цепью/ С.Б. Остроухов, О.А.Арефьев, В.М.Макушина и др. // Нефтехимия. – 1982. – N 6. – С.723 – 728.
7. Палеогеография Севера СССР в юрском периоде /В.А.Захаров, М.С.Месежников, З.З.Ронкина и др., – Новосибирск: Наука, 1983. – 191 с.
8. Страхов Н.М. Горючие сланцы зоны *Perisphinctes panderi* d'Orb.//Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1934. – Т.12, №2, – С.200-250.
9. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. – Л.: Наука, 1988. – 272 с.
10. Diagenetic and catagenetic products of isorenieratene: Molecular indicators for photic zone anoxia/ M.P.Koopmans, J.Kester, H.M.E.van Kaam-Peters et al. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1996. – V.60. – P.4467-4496.
11. Sinninghe Damste J.S., Kock-van Dalen A.C., de Leeuw J.W. et al. The identification of mono-, di- and trimethyl 2-methyl-2-(4,8,12-trimethyltridecyl)chromans and their occurrence in the geosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1987. – V.51. – P.2393-2400.
12. Sinninghe Damste J.S., Rijpstra W.I.C., Kock-van Dalen A.C. et al. Quenching of labile functionalised lipids by inorganic sulphur species: Evidence for the formation of sedimentary organic sulphur compounds at the early stages of diagenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1989. – V.53. – P.1343-1355.
13. Sinninghe Damste J.S., Wakeham S.G., Kohnen M.E.L. et al. A 6.000-year sedimentary molecular record of chemocline excursion in the Black Sea // *Nature* – 1993. – V.362. -P.827-829.
14. Summons R.E. and Powell T. Chlorobiaceae in Paleozoic seas revealed by biological markers, isotopes and geology // *Nature.* – 1986. – V. 319. – P.763-765.

15. Summons R.E. and Powell T. Identification of aryl isoprenoids in source rocks and crude oils: Biological markers for the green sulfur bacteria // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1987. – V.51. – P.3075-3082.

16. Van der Meer M.T.J., Schouten S., Sinninghe Damste J.S. The effect of the reversed tricarboxylic acid cycle on the ^{13}C contents of bacterial lipids // *Org. Geochem.* – 1998. – Vol.28, № 9/10, – P.527-533.

17. Van Kaam-Peters H.M.E., Sinninghe Damste J.S. Characterisation of an extremely sulfur-rich, 150 Ma old carbonaceous rock: paleoenvironmental implications // *Org. Geochem.* – 1997. – Vol. 27. № 7-8. – P.371-397.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Частотное распределение петрохимических модулей в литохимии	5
Ткачев Ю.А. Естественность границ в геологических классификациях	12
Юдович Я.Э., Козырева И.В., Кетрис М.П., Швецова И.В. . Мета- морфизованная кора выветривания на верхнерифейских сланцах (Приполярный Урал)	17
Антошкина А.И. . Генетические особенности верхнедевонской карбонатной толщи на р. Шаръю (гр. Чернышева)	26
Семенов Г.Ф. Визейско-серпуховский риф на р.Хейяга (Пай-Хой)	38
Сандула А.Н. Литологический состав обломков в известняковых брекчиях карбона Печорского Урала.	42
Малышева Е.О. Субазральные карбонатные образования в пермских отложениях Печорского седиментационного бассейна	48
Салдин В.А. Конкреционные образования в кечьпельской свите Полярного Урала	61
Швецова И.В., Козырева И.В. Акцессорные минералы щекурьинской свиты рифея на Приполярном Урале	71
Попов С.А., Салдин В.А. Глинистые минералы яйюской свиты	79
Бушнев Д.А., Лыюров С.В., Бурдельная Н.С. Свободные и серосвязанные биомаркеры битумоида горючих сланцев Сысольского месторождения	86

УДК 550.4+552.4 + 552.5 + 552.313

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Частотное распределение петрохимических модулей в литохимии // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 3. – Сыктывкар, 2000. – С. 5-11. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН; Вып. 104). Рис. 7. Табл. 2. Библиогр. назв. – 4.

Статья посвящена памяти безвременно ушедшего (лето 1999 г.) крупного русского литолога, петербургского литолога проф. В.Н.Шванова, большого энтузиаста применения петрохимических методов в литологии. Сделана первичная статистическая обработка большой совокупности химических анализов осадочных пород и их метаморфических аналогов: более 32 тыс. анализов, сгруппированных в 1760 выборок. Построены частотные графики распределения выборочных оценок средних значений главных петрохимических модулей – гидролизатного ГМ, железного (ЖМ), титанового (ТМ), щелочности (НКМ) и суммы щелочей. Полученные распределения обнаруживают ряд важных особенностей, которые заставляют изменить некоторые назначенные ранее (без статистической обработки) границы таксонов химической классификации.

УДК 519.24: 550.4

Ткачев Ю.А. Естественность границ в геологических классификациях // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 3. – Сыктывкар, 2000. – С. 12-16. (Тр. Ин-та геол. Коми науч. центра УрО Российской АН; Вып. 104). Рис. 1. Библиогр. назв. - 2.

В естественных классификациях обязательным условием является существенное уменьшение частот встречаемости объектов со значениями признаков, промежуточных между средними, типичными для классов. В обычном случае общая многомерная гистограмма совокупности объектов разных классов (если бы ее можно было видеть) представляла бы собой многогорбую гиперповерхность, на которой каждый горб - гауссовская гистограмма соседних классов. Однако, когда в качестве классифицирующих признаков выбраны отношения признаков или их линейных комбинаций, их распределения приобретают гиперболический вид (даны формулы), который и нужно взять за базис при оценке провалов в гистограммах.

УДК 550.4+552.323:553.61 (234.851)

Юдович Я.Э., Козырева И.В., Кетрис М.П., Швецова И.В. // Метаморфизованная кора выветривания на верхнерифейских сланцах (Приполярный Урал) // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 3. – Сыктывкар, 2000. – С. 17-25. (Тр. Ин-та геол. Коми науч. центра УрО Российской АН; Вып. 104). Рис. 3, табл. 1. Библиогр. назв. - 5.

Описывается постепенный переход хлоритоидных сланцев (мощностью 3–4 м) в подстилающие хлорит-серицит-кварцевые сланцы (метаалев-

ролиты) мороинской свиты (R_3mr) на Приполярном Урале, в истоках р. Б.Катамбию (рудопоявление золота "Академическое"). Хлоритовидные сланцы перекрываются песчанико-кварцитами тельпосской (обеизской) свиты (O_1tr). Всего сверху вниз по разрезу видимой мощностью 27 м, было отобрано 24 пробы, с интервалами по мощности от 2–3 до 0.5–0.2 м – от пласта ордовикских кварцитов вверх до, по-видимому, относительно не измененных мороинских сланцев вниз. Изложены результаты петрографического, минералогического (протоочки) и геохимического изучения разреза, включающие 24 силикатных анализа и определения элементов-примесей F, Ba, Sr, Cr, V (около 100 определений). Сделан вывод о том, что под тельпосскими песчанико-кварцитами залегает древняя (кембрийская) метаморфизованная кора выветривания. Предполагается, что кора была не латеритной, а каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистой.

УДК 551.734: 552.5 (470.1)

Антошкина А.И. Генетические особенности верхнедевонской карбонатной толщи на р. Шарью (гр. Чернышева) // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 3. – Сыктывкар, 2000. – С.26-37. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН; Вып. 104). Рис.4. Библиогр. назв. – 25.

Приводится литолого-палеоэкологическое описание карбонатной массивной толщи верхнего девона на р. Шарью и дана генетическая интерпретация ее как биогенного сооружения типа карбонатной банки. Показано, что формирование органогенной постройки в средне-позднефранское время происходило на окраине изолированной карбонатной платформы с присутствием биогермов, а в фаменское время - на ее склоне в виде микробиальных холмов.

УДК 551.735:552.54 (234.82)

Семенов Г.Ф. Визейско-серпуховский риф на р. Хейяга (Пай-Хой) // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 3. – Сыктывкар, 2000. – С.38-41. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН; Вып. 104). Рис.2. Библиогр. назв. – 1.

Дано описание визейско-серпуховских карбонатных пород на р. Хейяга (на границе карбонатной и сланцевой зон) и сделан вывод о их рифовой природе.

УДК 551.735:552.54 (234.851)

Сандула А.Н. Литологический состав обломков в известняковых брекчиях карбона Печорского Урала // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 3. – Сыктывкар, 2000. – С. 42-47. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН; Вып. 104). Рис.3. Библиогр. назв. – 4.

Представлены результаты изучения литологического состава обломков в брекчиях карбона Печорского Урала. По составу обломков прове-

дено районирование брекчий. Предполагается существование в серпуховско-среднекаменноугольное время нескольких локальных поднятий, связанных в структурном плане с выделенными районами.

УДК 552.14:551.736 (470.13)

Малышева Е.О. Субаэральные карбонатные образования в пермских отложениях Печорского седиментационного бассейна // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 3. – Сыктывкар, 2000. – С.48-60. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН; Вып. 104). Рис.4. Фототабл.1. Библиогр. назв. – 16.

Приведены данные детальных литологических исследований, установивших широкое развитие в разрезе верхнепермских отложений на территории Печорского седиментационного бассейна субаэральные карбонатные породы. На основании разработанных зарубежными и отечественными исследователями критериев диагностики они интерпретируются как каличе или калькреды. Выделено шесть основных текстурно-структурных типов этих пород, которые отражают различную зрелость калькредов и характеризуются преобладанием желваковой, массивной или брекчиевидной текстур. В качестве разновидностей этих типов присутствуют породы с “обломочно-гравийной”, микритовой, пизолитовой, сферолитовой микротекстурами. Наиболее широкое развитие калькреды получили в красноцветных отложениях семиаридной зоны. Их появление в определенных интервалах преимущественно сероцветных разрезов гумидной зоны, вероятно, связано с эпохами максимальной аридизации и может быть использовано как для корреляции, так и для фациальной интерпретации разрезов.

УДК 551.73(234.851)

Салдин В.А. Конкреционные образования в кечьпельской свите Полярного Урала // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 3. – Сыктывкар, 2000. – С.61-70. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН; вып. 104). Рис.2, табл.1. Библиогр. назв. – 8.

Приведены данные о распространении, морфологии и вещественном составе конкреционных образований кечьпельской свиты нижней перми, изученной автором на рр. Юньяге, Б.Хойле, Лагорте, Кокпеле и Лемве, а также в известных ранее пунктах на рр. Харуте, Колокольне, Няньворгаж. По химическому составу (18 полных анализов) конкреции разделены на четыре группы: силикатно-кремнистые, силикатно-кремнисто-карбонатные, фосфатно-кремнистые и карбонатные.

УДК 552.124.3:551.71/72(234.851)

Швецова И.В., Козырева И.В. Акцессорные минералы щекуринской свиты рифея на Приполярном Урале // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 3. – Сыктывкар, 2000. –

С.71--78. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН; Вып.104). Табл. 2. Библиогр. назв. - 13.

Рассматривается щекуринская свита – вторая снизу толща в разрезе рифея на Приполярном Урале. Ранее было установлено, что петрохимическая специфика щекуринской свиты состоит в обилии смешанных пород, состав которых определяется соотношением терригенной, вулканогенной и карбонатной составляющих. Были выявлены основные черты литологии и геохимии свиты. На этом фоне относительно “белым пятном” осталась характеристика акцессорных минералов. Нами были проведены тщательные исследования минералов и описаны акцессорные сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит), оксиды (магнетит, ильменит, рутил, анатаз и брукит), сульфаты (барит), силикаты (циркон, сфен, турмалин, эпидот, гранат) и фосфаты (апатит и монацит). Полученные результаты прояснили природу отмеченных в щекуринской свите геохимических аномалий.

УДК 552.5 : 551.73 (234.481)

Попов С.А., Салдин В.А. Глинистые минералы яйюской свиты // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 3. – Сыктывкар, 2000. – С. 79-85. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН; Вып. 104). Табл. 3. Библиогр. назв. – 18.

Впервые приводится состав глинистых минералов каменноугольных отложений яйюской свиты на Полярном Урале. Рентгеноструктурным анализом в разных типах пород свиты установлены поликомпонентные смеси в следующих ассоциациях: слюда-хлорит (преобладает), слюда-хлорит-сметтит, слюда-хлорит-каолинит. Высказывается предположение о реликтовой природе каолинита и сметтита в породах, претерпевших катагенез и метagenез.

УДК: 550.4:552.578.3:551.762.3(470.13)

Бушнев Д.А., Лыюров С.В., Бурдельная Н.С. Свободные и серосвязанные биомаркеры битумоида горючих сланцев Сысольского месторождения // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 3. – Сыктывкар, 2000. – С. 86-96. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН; Вып. 104). Рис. 7. Табл. 3. Библиогр. назв. – 20.

Обсуждаются результаты детального изучения современными методами газовой хроматографии и хромато-масс-спектрометрии детально изучен состав свободных и серосвязанных биомаркеров битумоида, выделенного из пород разреза верхнеюрской сланценосной толщи Сысольского района. Проведение эксперимента по каталитическому обессериванию полярной фракции битумоида на никеле Ренея позволило установить состав углеводородных фрагментов, входящих в состав битумоида в виде своих сернистых производных. Идентификация многочисленных производных изорениератена в составе свобод-

ной ароматической фракции битумоида и продуктах каталитического обес-серивания его полярной фракции позволила подтвердить ранее предполагавшееся существование аноксии (сероводородного заражения) в бассейне седиментации горючих сланцев.

Литогенез и геохимия
осадочных формаций Тимано-Уральского региона
№ 3

Рекомендовано к печати ученым советом
Института геологии Коми научного центра УрО РАН

Редактор **Н.А.Боринцева**
Компьютерная верстка **М.Ю.Казачкин**

Лицензия №0015 от 27.12.93
Компьютерный набор. Подписано в печать 29.08.2000. Формат 60 x 90 1/16.
Бумага офсетная. Печать офсетная.
Усл.печ.л. 6.5 Уч.-изд.л.6.0. Тираж 200.Заказ № 94.

Издательство Коми научного центра УрО Российской АН
167982, ГСП Сыктывкар, ул. Первомайская, 48