

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2
1993

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Холодов В.Н.</i> Основы геохимии осадочного процесса. Сообщение 1. Фазовые превращения как главный фактор дифференциации вещества	3
<i>Горшков А.И., Дриц В.А., Штеренберг Л.Б., Сахаров Б.А., Сивцов А.В., Соколова А.Л.</i> Новая структурная разновидность асболоан-бузерита с несоразмерными Mn^{4+} — Mn^{3+} -слоями	24
<i>Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В.</i> К вопросу о генезисе карбонатных марганцевых руд Мангышлакского месторождения (по данным изотопного состава углерода и кислорода)	34
<i>Курило М.В.</i> Стадиальные минералого-геохимические изменения в породах угленосной формации Донбасса	44
<i>Аматов С., Латынченко Л.А.</i> Характеристика органического вещества отложений углеродисто-кремнисто-сланцевой формаций Туркестано-Алайского региона	56
<i>Сафронов В.Т., Степанова Н.А.</i> Карбонатные породы лудиковийского этапа раннего протерозоя Северо-Карельской синклинальной зоны (петро-геохимический аспект)	66
<i>Махнач А.А., Гулис Л.Ф.</i> Желваковые кремни в карбонатных отложениях девона и мела Беларуси. Сообщение 2. Геохимия	78
<i>Масленников В.В.</i> Черносланцевые отложения золоторудных районов (на примере Восточного Казахстана)	88
<i>Горожанина Е.Н.</i> Генетические типы вулканогенно-обломочных пород ирендыкского островодужного комплекса на Южном Урале.	99

Краткие сообщения

<i>Осокин Л.В.</i> О распределении элементов-примесей в углях Северной Монголии и Южного Забайкалья	113
<i>Аду Т.К., Паранько И.С.</i> Геология и некоторые аспекты условий формирования метатерригенных толщ структуры Тарква (Центральная Гана)	120
<i>Седлецкий В.И., Федин В.П.</i> О некоторых проблемах соленакопления	129

Хроника

<i>Кузнецов В.Г.</i> 13-я Европейская конференция Международной ассоциации седиментологов	134
<i>Яншин А.Л.</i> Творчество Льва Борисовича Рухина (к 80-летию со дня рождения)	136
<i>К сведению читателей нашего журнала</i>	143

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
MINISTRY OF GEOLOGY

2

MARCH-APRIL

1993

CONTENTS

<i>Kholodov V.N.</i> The geochemical background of the sedimentary process. Contribution 1. The phase transformations as the main factor of matter differentiation	3
<i>Gorshkov A.I., Drits V.A., Sterenberg L.Ye., Sakharov B.A., Sivtsov A.V., Sokolova A.L.</i> A new structural variety of asbolite-buzerite with disproportionate Mn^{4+} - Mn^{3+} -layers . . .	24
<i>Kuleshov V.N., Dombrovskaya Zh.V.</i> On the genesis of carbonate manganese ores of the Mangyshlak deposits (according to carbon and oxygen isotopic composition)	34
<i>Kurilo M.V.</i> Stage mineralogical-geochemical changes in rocks of the Donbass coal-bearing formation	44
<i>Amator S., Detynenko L.A.</i> Description of organic matter of the carbon-siliceous-schistose formation in the Turkestan-Alai region.	56
<i>Safronov V.T., Steponova N.A.</i> Carbonate rocks of the lyudicovian stage of the early Proterozoic in the North-Karelian sinclinal zone (petro-geochemical aspect)	66
<i>Makhnach A.A., Gulis L.F.</i> Nodular silica rocks in carbonate deposits of the Devonian and Cretaceous in Byelorussia. Contribution 2. Geochemistry	78
<i>Maslennikov V.V.</i> Black shale deposits in gold-bearing regions illustrated by Eastern Kazakhstan)	88
<i>Gorozhanina Ye.N.</i> Genetic types of volcanic clastic rocks of the Irendyk island arc complex in South Urals	99

In Brief

<i>Osokin P.V.</i> Distribution of admixture elements in coals of Northern Mongolia and Southern Zabaykalye	113
<i>Adu T.K., Paran'ko I.S.</i> Geology and some aspects of the formation conditions of metaterigenous sequences in the Tarkva structure (Central Ghana)	120
<i>Sedletsky V.I., Fedin V.P.</i> Some problems of salt accumulation	129

Chronicle

<i>Kuznetsov V.G.</i> The XIII European Conference of the International Association of Sedimentologists	134
<i>Yanshin A.L.</i> Scientific work of Lev Borisovich Rukhin (on his 80-th Birth)	136
<i>To the readers of our Journal for information.</i>	143

УДК 550.4:552.5

© 1993 Холодов В.Н.

ОСНОВЫ ГЕОХИМИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА.
СООБЩЕНИЕ 1. ФАЗОВЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ КАК ГЛАВНЫЙ ФАКТОР
ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА

В статье рассматривается история становления представлений о фазовой дифференциации вещества. Показывается, что разделение материала в осадочном цикле осуществляется в тесной связи с физико-географическими условиями и геохимическими особенностями питающих провинций. Обосновывается общая схема распределения породообразующих химических элементов и элементов-примесей в осадочном процессе.

В упрощенном виде осадочный процесс можно представить себе как мобилизацию исходного материнского вещества в пределах питающей провинции (водосбора), перенос его с помощью постоянной речной сети, временных водотоков, направленных воздушных течений или сползания льда и осаждение на дне конечного водоема стока. Эта главная и наиболее важная часть осадочного цикла, реализующаяся на стыке атмосферы, гидросферы, литосферы и биосферы в условиях открытой физико-химической системы, местами осложнена эффузивно-гидротермальными проявлениями, формирующими вулканогенно-осадочные породы и руды в самом широком диапазоне континентальных, морских и океанических обстановок.

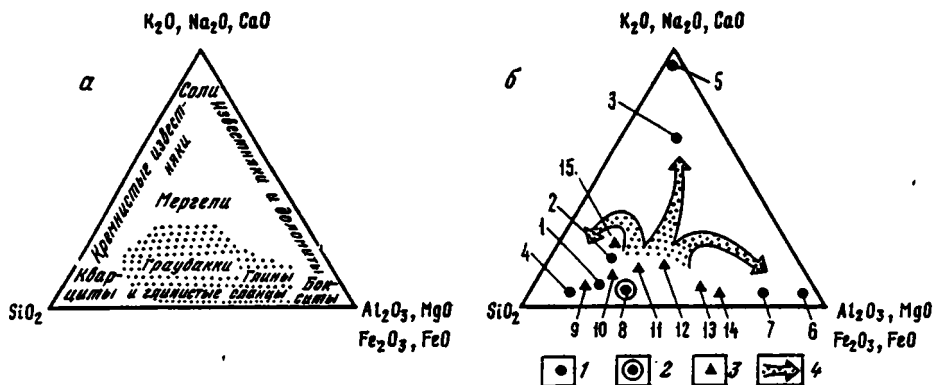
Хотя в дальнейшем осадок в условиях полужамкнутой физико-химической системы испытывает целый ряд диагенетических преобразований, обусловленных микробиологическим разложением захороненного органического вещества, а еще позднее в обстановке полужамкнутой или закрытой системы катагенеза сформировавшиеся осадочные породы трансформируются под действием высоких температур, давлений или движения подземных вод, важнейшие геохимические черты осадочных отложений формируются все же на стадии седиментации.

В сущности весь генеральный геохимический план строения стратисферы создается в зоне осадкообразования; в зонах диагенеза и катагенеза происходит лишь дополнительное перемещение химических элементов, в большей или меньшей степени осложняющее эту общую картину.

Центральная геохимическая направленность осадочного процесса четко выявляется при сравнении среднего химического состава магматических и осадочных пород; оно было впервые выполнено А.Н. Заварицким [9] и сохранило свое значение и поныне.

На фиг. 1 приведены треугольные диаграммы А. Озанна, позволяющие наглядно сравнить средний химический состав магматических и осадочных пород; оксиды в них были сгруппированы следующим образом. К наиболее подвижным отнесены K_2O , Na_2O и CaO , к менее подвижным — Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO и MgO и к практически неподвижным — SiO_2 . Все анализы были пересчитаны на 100%, что позволило каждый химический анализ изобразить в виде точки.

На левом треугольнике, заимствованном из работы А.Н. Заварицкого [9], хорошо видно, что поле магматических, т.е. интрузивных и эффузивных пород занимает нижнюю половину треугольника, отчетливо тяготея к его центральной



Фиг. 1. Химический состав различных типов магматических и осадочных пород
 а — сравнение состава магматических (точки) и осадочных пород по А.Н. Заварицкому [9]; б — основные направления осадочной дифференциации. 1 — средний химический состав осадочных пород и руд (1 — пески и песчаники континентов, 2 — глины и глинистые сланцы континентов, 3 — карбонаты континентов, 4 — кремнистые породы континентов, 5 — соли, гипсы, ангидриты континентов [16], 5 — бокситы [3, 12], 7 — железные руды [12, 17]); 2 — средний химический состав современных осадков (8 — пелагические илы океанов [64]; 3 — средний химический состав изверженных пород [1] (9 — граниты, 10 — гранодиориты, 11 — диориты, 12 — габбро, 13 — дуниты, 14 — перидотиты, 15 — сиениты); 4 — направления осадочной дифференциации

части. Это свидетельствует о том, что магматические образования с геохимической точки зрения представляют собой сложные смеси разнородных компонентов, группы которых присутствуют в них примерно в равных количествах.

Среди разнообразных осадочных пород и руд чрезвычайно близкими к ним по составу оказываются глины и глинистые сланцы, а также некоторые граувакковые песчаники. Все остальные осадочные образования резко отличаются по соотношению породообразующих компонентов и поэтому на треугольной диаграмме занимают ее краевые части.

Современные данные количественной геохимии подтверждают и детализируют эту схему. На правом треугольнике (см. фиг. 1) средний химический состав различных типов изверженных пород (от гранитов до сиенитов) охарактеризован по данным А.А. Беуса [1]; по сравнению с полем А.Н. Заварицкого эта группа средних данных несколько сдвинута влево, но также прилегает к основанию диаграммы. Средний состав песков и песчаников, глин и глинистых сланцев, карбонатных и кремнистых пород, а также солей, гипсов и ангидритов был нами рассчитан по данным А.Б. Ронова, А.А. Ярошевского и А.А. Мигдисова [16], бокситов — Дж. Мейнарда [12] и Г.И. Бушинского [3], а железных руд — Д.П. Сердюченко и А.Л. Яницкого [17], а также Дж. Мейнарда [12].

Анализ диаграммы показывает, что только широко распространенные глины и глинистые сланцы, образующиеся на континентах и в океане, а также песчаники в какой-то мере наследуют средний химический состав изверженных пород. Не менее широко развитые карбонатные и кремниевые породы отличаются от исходных магматических образований высокой химической "стерильностью"; что касается более редких эвапоритов, бокситов и железных руд, то они представляют собой крайнее проявление монокомпонентного химического состава и именно поэтому располагаются вблизи от вершин треугольника.

Если к сказанному добавить, что в процессе гипергенного осадкообразования и вторичных изменений формируются почти чистые марганцевые руды (от 25 до 80% оксидов марганца [33]), крупные залежи фосфоритов (18–34% P_2O_5 [2]),

высококачественные угли (до 60–70% горючей массы при содержании $C_{орг}$ 75–97% [59]) и черные горючие сланцы (от 15 до 55% органического вещества [25]), то очевидна вся сложность осадочного процесса, в котором весьма причудливо переплетаются, а иногда очень резко проявляют себя механические, физико-химические и биологические факторы.

В результате реализации осадочного цикла часть исходного магматогенного материала перерабатывается, не испытав существенного изменения в своем среднем химическом составе; в то же время процессы механического разделения осадков могли оказывать и оказывают существенное влияние на соотношение компонентов в каждом конкретном случае.

Другая часть материнских изверженных пород химически полностью разлагается и дает начало целому ряду сравнительно простых соединений, столь характерных для зоны гипергенеза.

Таким образом, в ходе мобилизации, переноса и осаждения исходного магматогенного материала в осадочном процессе осуществляется его преобразование, упрощение и дифференциация, в которой под действием механических, физико-химических и биологических факторов создаются новые типы пород и руд, характерные для стратисферы – слоистой оболочки Земли.

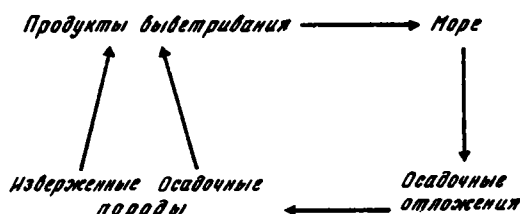
ИСТОРИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ ОСАДОЧНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА

В течение всей первой половины XX в. осуществлялись попытки создать общую глобальную схему осадочной дифференциации вещества на поверхности Земли; они исходили из идеи универсальности осадочного процесса, одинаково реализующегося в различных физико-географических условиях планеты.

Первые представления об осадочной дифференциации были высказаны в трудах крупного немецкого ученого В.М. Гольдшмидта [67, 68], который пришел к ним, создавая общую геохимическую модель строения Земли.

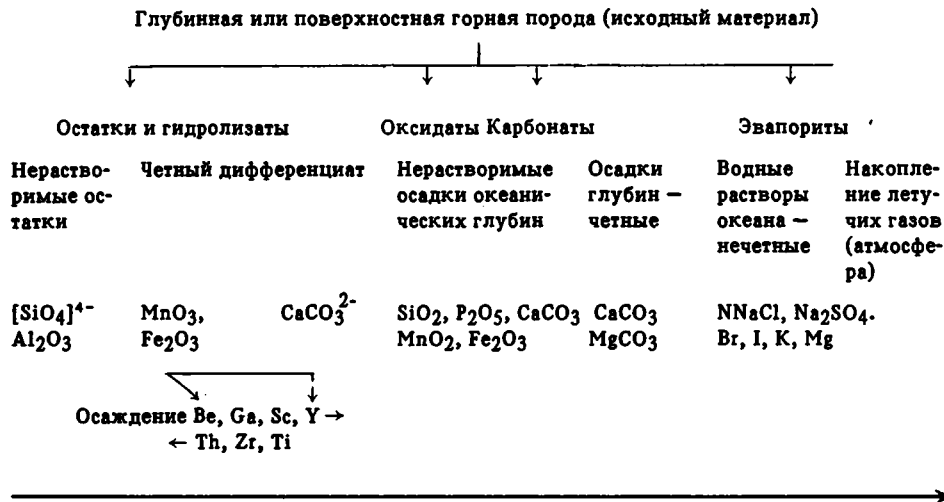
В.М. Гольдшмидт сильно схематизировал осадочный процесс, представив его в виде цикла, изображенного на фиг. 2. При этом он считал, что процесс образования осадочных пород вызывает настолько значительное разделение материала, что его можно было бы сравнить с лабораторным химическим анализом.

Этот ученый объяснял поведение химических элементов в самых разнообразных условиях зоны осадкообразования сочетанием их внутренних кристаллохимических свойств и внешних физико-химических параметров геохимической среды. Признавая, что осадочный процесс представляет собой сложный комплекс физико-химических и механических явлений, он выделил в нем наиболее яркие физико-химические типы, причем именно те, в которых реализовывались определенные химические реакции и можно было разглядеть влияние кристаллохимических свойств элементов на их поведение. Напомним, что в одной из своих обобщающих работ В.М. Гольдшмидт [6] писал: "Мы можем иллюстрировать процессы, ведущие к образованию осадков при помощи следующей классификации их продуктов, аналогично процессам химического анализа.



Фиг. 2. Осадочный цикл по В.М. Гольдшмидту [6]

Схема химической дифференциации вещества в осадочном процессе [40]



Примечание. В этой таблице идут симбатно в направлении стрелки (слева направо): уменьшение четных с постепенным усилением нечетных; повышение радиуса ионов как катионов, так и анионов; увеличение растворимости и понижение гидролиза; понижение поляризации, энергии решеток и соответственных эквивалентов (ЕК и ВЕК); по Менделеевской таблице перемещение в левой части справа налево — от ионов более высоких к низким и нулевым валентностям.

Последовательность образования осадков

Примеры

1. Остатки
2. Продукты гидролиза
3. Продукты окисления
4. Карбонаты
5. Продукты испарения

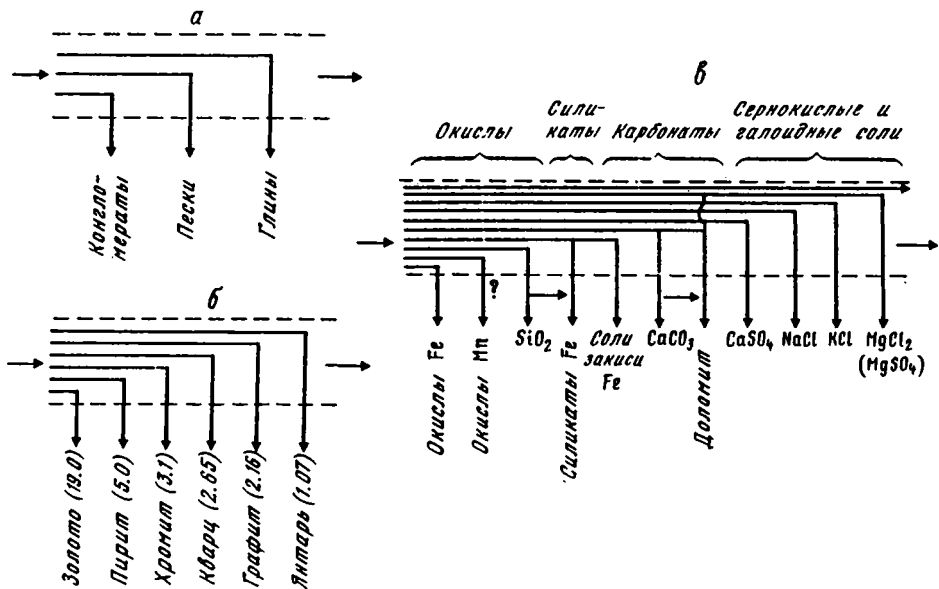
Кварц, циркон
Боксит, глины
Лимонит, псиломелан
Кальцит, доломит
Хлориды, сульфаты, бораты.

Прежде всего в виде остатка отлагаются нерастворимые вещества, большей частью в виде зернистого материала, образующие пески, грубые песчаники и т.п. Затем оседает тонкий ил, состоящий из продуктов гидролиза и содержащий водные силикаты или гидроокиси алюминия, тонко измельченные слюды и хлориты, тонко измельченный кремнезем; образуются глины, бокситы, глинистые сланцы и т.п. Следующая стадия заключается в осаждении трех- и четырехвалентного марганца; такому осаждению должен предшествовать процесс окисления, происходящий обычно в мелких поверхностных водах...» [6, с. 232].

Далее, по представлениям этого исследователя, при непосредственном участии организмов выпадают карбонаты кальция (известняки), а благодаря взаимодействию осадков с магниевыми солями морской воды и метасоматическому замещению кальция магнием формируются доломиты.

Наконец, испарение морской воды рождает целую гамму минералов, причем в этой последовательности разоблачаются соли натрия, кальция, магния и калия, образующие разнообразные хлориды и сульфаты.

В 1936 г. попытку нарисовать общую геохимическую схему осадочного процесса (гипергенеза) предпринял А.Е. Ферсман [40]. Его взгляды на осадочное породообразование были представлены в виде следующей диаграммы (табл. 1).



Фиг. 3. Осадочная механическая (а, б) и химическая (в) дифференциация вещества по Л.В. Пустовалову [15]

Как видно, А.Е. Ферсман сохранил основные группы осадочных процессов В.М. Гольдшмидта, но несколько усложнил картину, введя в нее океанское осадкообразование. Значительно усилилась также собственно геохимическая трактовка гипергенеза благодаря использованию экзов, веков и таблицы Д.И. Менделеева.

“... Мы видим, — писал А.Е. Ферсман, — что вся геохимия гипергенеза основывается на величинах энергии решеток и энергии ионов, простых и комплексных, и зависит от поляризации ионов и связи с изменением pH растворов. Этим основным выводом диктуются и пути дальнейшего изучения поверхностных процессов...” [40, с. 502–503].

Дальнейшее продолжение идеи В.М. Гольдшмидта и А.Е. Ферсмана нашли в известном учебном руководстве Л.В. Пустовалова [15]. При ближайшем рассмотрении книги обращает на себя внимание, что теоретические представления Л.В. Пустовалова синтезировали в себе, с одной стороны, всю сумму петрографических наблюдений, накопленных литологами к концу 30-х годов, а с другой — несомненно отразили наиболее распространенные взгляды современных ему геохимиков на осадочный процесс.

Как известно, сущность концепции Л.В. Пустовалова заключалась в том, что возникновение осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых управляется в основном двумя процессами: осадочной дифференциацией и периодичностью тектонической жизни Земли.

Осадочную дифференциацию Л.В. Пустовалов представлял себе как сложный процесс, в котором переплетены явления механического и химического разделения металлов.

Механическая дифференциация осуществляется вследствие падения живой силы воды или иного транспортирующего фактора, благодаря чему обломочный материал сортируется по размерности или по удельному весу так, как это показано в левой части фиг. 3; по мере снижения скорости потока (слева направо) осаждаются частицы все меньшей размерности или минералы с малой плотностью.

Химическая дифференциация разворачивается благодаря противоречию между свойствами химических элементов и физико-химической характеристикой гидрогеологической среды; последовательность осаждения химических соединений в этом процессе показана в правой части фиг. 3. Обращает на себя внимание, что ряд компонентов по схеме Л.В. Пустовалова распадается на два сектора. Осаждение соединений от гидроксидов железа и до карбонатов происходит в результате гидролиза природных соединений, а последовательность формирования твердых фаз здесь зависит от их сродства с ионом OH^- (гидролизуемости металла), а также от pH и Eh среды. Именно эта ветвь химической дифференциации оказывается, по представлениям Л.В. Пустовалова, неразрывно связана с механической сортировкой осадочного материала.

Последовательность выпадения в осадок солей, от карбонатов до хлоридов магния, диктуется уже не значениями pH и Eh, а солесностью выпаривающейся морской воды и осуществляется в условиях мелководных озер, лагун и заливов; в этой части дифференционного ряда процессы механического разделения не проявляются, а химическая дифференциация материала предстает в своем рафинированном виде.

Возрастающее увеличение солесности морской воды в эвапоритовых бассейнах формирует ту последовательность минералообразования, что изображена на отрезке между карбонатами и хлоридами магния.

Детально разработанная схема осадочной дифференциации в работах Л.В. Пустовалова [14] породила мысль о жесткой связи между физико-химическими обстановками и аутигенным минералообразованием; она нашла отражение в гипотезе о геохимических фациях, очень высоко в свое время оцененной А.Е. Ферсманом [39].

В соответствии с этими представлениями "под современной геохимической фацией понимается часть земной поверхности, которая на всем своем протяжении обладает одинаковыми физико-химическими и геохимическими условиями накопления и формирования осадочных горных пород [15, с. 462. Разрядка моя. — В.Х.). Иначе говоря, среда и результат осадконакопления едины и должны образовывать общие дифференционные ряды. Для морских обстановок, например, могут быть выделены ультраокислительные фации (MnO_2), окислительные фации (Fe_2O_3 , оксиды V, As и др.), фосфоритовые фации ($\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8\text{-CaF}_2$), глауконитовые фации (силикаты закиси-окиси железа), шамозитовые фации (силикаты закиси железа), сидеритовые фации (FeCO_3), сероводородная фация (FeS_2 и др.); кроме того, в исключительных обстановках морских лагун могут возникать доломитовая и доломит-флюоритовая фации ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ и CaF_2), а также фация "морских солей" (NaCl , KCl , CaSO_4 и др.).

Любопытно, что геохимические фации, по Л.В. Пустовалову [15], могут сильно редуцироваться и полностью выпадать из общей схемы, либо, наоборот, гипертрофироваться и занимать огромные площади дна современных и древних морских водоемов.

В целом представление об осадочной дифференциации позволило Л.В. Пустовалову [15] создать довольно стройную классификацию осадочных пород и руд, а также объяснить некоторое сходство развития осадочного процесса после каждого цикла горообразования в фанерозойской истории Земли ("закон периодичности").

Представления В.М. Гольдшмидта, А.Е. Ферсмана и Л.В. Пустовалова об осадочной дифференциации вещества прочно укрепились в современной геохимической литературе. Об этом, например, свидетельствует схема последовательности выпадения осадков, разработанная в трудах В.В. Щербины [61, 62] и К. Смуликовского [71] (фиг. 4). В качестве основы для оценки разделения малых и редких элементов здесь взята та же последовательность осаждения компо-

Элементы	Остаточные	Гидролизационные	Окисленные	Карбонаты		Продукты испарения		
	Si	Al	Fe ³⁺ Mn ⁴⁺	Ca	Mg	Mg	Na	K
Au								
Sn								
Zr, Hf								
Ti								
Ce								
Th								
Yt								
W								
Nb, Ta								
B								
Be								
Ga								
V ⁵⁺								
U								
Sc								
Cr								
Mo								
Cu								
As, Te								
Zn								
Pb								
Co								
Ni								
Cd								
Sr								
Ba								
Tl								
Rb								
Br								
I								



Фиг. 4. Последовательность выпадения осадков по В.В. Щербине [63]

1 — по В.М. Гольдшмидту [6]; 2 — по разным авторам с дополнениями В.В. Щербины; 3 — по К. Смуликовскому [71]

нентов, которая была предложена В.М. Гольдшмидтом [67]: 1) резидюаты, 2) гидролизаты, 3) оксидаты и 4) эвапориты.

Эта же группировка осадочных образований иногда с некоторой модернизацией и усложнением широко используется в ряде современных руководств по общей геохимии и геохимии осадочного процесса; примером этому могут служить работы Б. Мейсона [13], В.В. Щербины [63], А.И. Тугаринова [37] и др. Так же как и во всех предыдущих научных построениях, в них отчетливо проглядывает стремление создать единую и универсальную систему, пригодную для любых физико-химических обстановок зоны осаждения.

КОНЦЕПЦИЯ ФАЗОВОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ Н.М. СТРАХОВА

В 50-х годах создание общей литолого-геохимической концепции, управляющей осадочным процессом, начал Н.М. Страхов. В отличие от своих предшественников он шел к теоретическим построениям чисто эмпирическим путем,

начав с детального исследования геохимии современного осадочного процесса и постепенно привлекая материалы, характеризующие геохимию древнего осадко-, породо- и рудообразования. Эти работы проводились Н.М. Страховым на литолого-фациальной основе, с учетом всего разнообразия физико-географических обстановок зоны осадконакопления.

Основные теоретические выводы Н.М. Страхова изложены им в ряде монографий и учебных руководств [25–30, 33]; они еще при жизни автора превратились в концепцию фазовой дифференциации вещества.

Прежде всего Н.М. Страхов показал, что на всем огромном пути перемещения осадочного материала от водосборов к конечным водоемам стока (озера, моря, океаны) подавляющая масса химических элементов мигрирует не в виде истинных растворов, а в форме коллоидов, взвесей или в составе обломков материнских пород, в которые они включены. Только легко растворимые хлориды, сульфаты и карбонаты щелочных и щелочноземельных элементов устойчиво переходят в истинные растворы; для всех остальных элементов механическая форма миграции и осаждения является ведущей.

Эти первые полуколичественные выводы Н.М. Страхова полностью подтвердились позднее. Так, например, А.П. Лисицын [10] рассчитал, что в настоящее время Мировой океан ежегодно получает 18,5 млрд. т взвешенного материала. Если к этому добавить влекомый по дну рек обломочный материал, то величина твердого стока может возрасти до 32,4 млрд. т/год [69].

Количество растворенных в речной воде компонентов сильно уступает этой величине: А.П. Лисицын [10] оценил "растворенный" сток в 3,2 млрд. т. Позднее В.В. Гордеев [7] уточнил и увеличил эту цифру, доведя ее до 4,4 млрд. т/год.

Соотношения между твердым стоком и растворами очевидны: они отличаются почти на порядок и это утверждает полное господство взвешенных форм миграции в современном осадочном процессе.

Количественные соотношения взвесей и растворов для разных химических элементов в современном осадкообразовании исследовали М.А. Глаголева, Г.С. Коновалов, А.Э. Конторович, Г.М. Варшал, Н.П. Морозов, Дж. Бартон, Дж. Эдмонт и др.; для общих оценок особенно интересны работы И.И. Волкова [4] и В.В. Гордеева [7]. Так, например, расчеты В.В. Гордеева позволяют для каждого из 26 изученных им химических элементов оценить долю растворов по отношению к суммарному речному стоку (взвесь + раствор) и выразить эту величину в процентах. Приведенный этим автором материал позволяет сделать вывод, что преимущественно во взвесьях перемещаются все исследованные элементы, причем минимальная доля растворов типична для Ti, Sc, Pb и Fe (0,01–0,16%), большая – для Cs, Cr, Mn, Co, Rb, Ni, P, Au (1,2–8%), еще большая – для Zr, Ba, Li, Cu, Ag, U (12–26%). Наибольшей миграционной способностью в водах современных рек обладают Cd, Sr, Mo, As, Sb; их сток в истинно растворенных формах оценивается величинами 38–52% от суммарного.

Широкое распространение в современных речных водах этих вредных примесей, возможно, связано с техногенной деятельностью человека.

Далее Н.М. Страхов установил, что первоначально растворенные в поверхностных водах элементы в результате химических реакций, сорбционных процессов или биологического поглощения также некоторое время мигрируют по законам механического разноса, а затем вновь при благоприятных обстоятельствах могут перейти в раствор или окончательно захорониться, найдя свое место в ряду гранулометрически различных осадков. В сущности поведением химических элементов в зоне осадкообразования управляют не обычные химико-биологические реакции, а фазовые превращения компонентов в ходе перемещения. После того как в результате химической реакции или биогенного извлечения из раствора возникает твердая фаза – взвесь, в субак-

вальных средах она ведет себя как обычный механический компонент, т.е. под влиянием гидродинамической активности вод фракционируется на дне водоема и образует генетически сложные смеси.

Количественно учесть роль физико-химических или биологических процессов в их чистом виде при ретроспективных исследованиях представляется необычайно трудным, так как они реализуются на фоне заведомо преобладающего механогенного движения материала. В то же время во многих трудах Н.М. Страхова неоднократно утверждалась огромная роль биоса в осадочной миграции и концентрации химических элементов. В этом отношении недавние исследования А.П. Лисицына и его сотрудников [11] продолжают работы Н.М. Страхова и его школы.

Следует подчеркнуть, что в конечных водоемах стока часто та область, где осуществляется переход химических элементов из раствора во взвесь, совершенно не совпадает с местом окончательного их захоронения; между геохимической средой, в которой осуществляется физико-химическая или биологическая реакция выпадения компонентов из раствора и местом захоронения сформированного осадка наблюдается значительный разрыв во времени или пространстве.

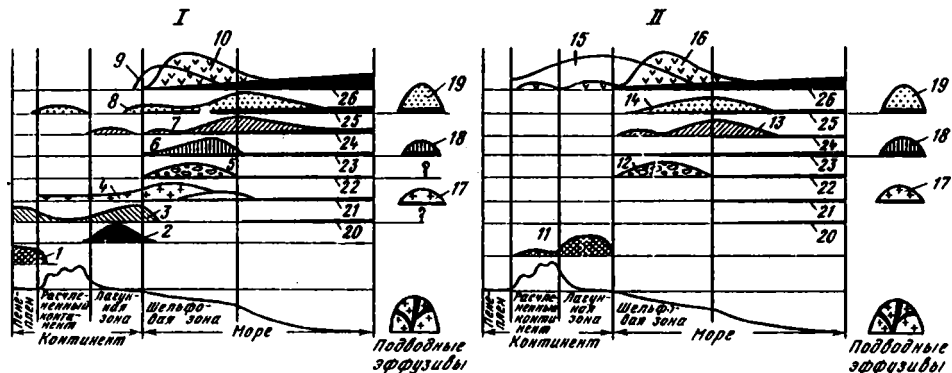
Так, например, часть железа, что в водах рек непосредственно не связана со взвесью, в большинстве случаев выпадает в осадок на границе река – море, где наиболее сильно сказывается воздействие электролитов и проявляется деятельность планктона [7]. Между тем вблизи от устьев рек довольно редко фиксируются зоны интенсивного захоронения железа, и в современном морском процессе железо чаще накапливается во внутренних наиболее глубоководных частях морских водоемов [8, 34, 56].

Несоответствие между участками, в пределах которых осуществляется выпадение в осадок тех или иных компонентов, и местами их окончательного захоронения на дне конечного водоема стока ставит под сомнение возможность четкого выделения геохимических фаций по крайней мере на стадии седиментации; весьма возможно, что те ряды геохимических обстановок и характерных для них аутигенных минералов, которые были выделены Л.В. Пустоваловым [14, 15], Г.И. Теодоровичем [35, 36] и другими исследователями, характеризуют преимущественно не седиментационные, а более поздние (диа- и катагенетические) процессы.

Еще в самых ранних работах Н.М. Страхова [24–26] было показано, что двум важнейшим формам миграции химических элементов в зоне осадкообразования (взвесьям и растворам) соответствуют две формы их распределения – кларковое и рудное. Преимущественно механогенная миграция создает в зоне осадкообразования тот геохимический фон, который повсеместно отражается в виде средних и довольно низких содержаний химических элементов. Реализация растворов под действием химических, физико-химических, биогенных, а иногда и механических факторов в особо благоприятных литолого-фациальных обстановках приводит к образованию рудных скоплений¹. Эти две несколько различные формы нахождения химических элементов во многом отличаются друг от друга, хотя в ряде случаев между ними известны довольно постепенные переходы.

Любопытно, что основная масса химических элементов в стратисфере находится в рассеянном состоянии и формирует кларковые содержания; абсолютная

¹ В большинстве современных геологических работ рудой называют скопления металлов, которые технологически возможно и экономически целесообразно извлекать в промышленных масштабах. В отличие от них Н.М. Страхов называл рудными скоплениями те высокие содержания металлов и неметаллов, которые многократно превышают кларк и возникают на ограниченных участках земной поверхности.



Фиг. 5. Закономерности поведения кларковых и рудных содержаний на фациальном профиле в зонах влажного тропического (I) и засушливого (II) климата (по Н.М. Страхову [19], с дополнениями)

Осадочные образования: 1 – коры выветривания; 2 – угли; 3 – бокситы; 4 – Fe-руды; 5 – P-руды; 6 – Mn-руды; 7 – горючие сланцы; 8 – SiO₂-опоки; 9 – доломиты; 10 – органогенные известняки; 11 – гипс, галиты, калийные соли; 12 – P-руды; 13 – горючие сланцы; 14 – SiO₂-опоки; 15 – доломит; 16 – органогенные известняки; вулканогенно-осадочные руды: 17 – Fe-руды; 18 – Mn-руды; 19 – яшмы, кремнистые сланцы; кларковые содержания; 20 – Al₂O₃; 21 – Fe; 22 – P; 23 – Mn; 24 – C органическое; 25 – SiO₂; 26 – CaCO₃

масса химических элементов, образующих руды, количественно совершенно ничтожна.

Так, например, абсолютная масса Fe, рассеянного в осадочных и вулканогенно-осадочных породах стратисферы, по новейшим данным, равна $8,28 \cdot 10^{16}$ т [16], тогда как мировые промышленные запасы этого металла оцениваются цифрой $9,3 \cdot 10^9$ т [72].

Количество Mn, заключенного в осадочных и эффузивно-осадочных отложениях осадочного чехла, определяется величиной $2,6 \cdot 10^{15}$ т [16], а общие мировые запасы марганцевых руд составляют $24,2 \cdot 10^9$ т металла. При этом достоверные и предполагаемые запасы равны $6,5 \cdot 10^9$ т, ресурсы некондиционных руд оцениваются в $7,7 \cdot 10^9$ т, а гипотетические запасы составляют $10 \cdot 10^9$ т, из которых $5 \cdot 10^9$ т приходится на долю четвертичных океанских железомарганцевых конкреций [66].

При среднем содержании P₂O₅, равном 3,59% в стратисфере оказывается заключено $1,64 \cdot 10^{17}$ т пентаоксида фосфора, тогда как мировые запасы фосфоритов составляют $45,6 \cdot 10^9$ т [65].

Наконец, при среднем содержании C_{орг}, равном 1,43%, масса органического углерода в осадочной оболочке Земли оценивается величиной $1,8 \cdot 10^{16}$ т [38]; в то же время мировые запасы нефти, пересчитанные на органический углерод, соответствуют $6,46 \cdot 10^{11}$ т, а угля – $9,6 \cdot 10^9$ т (при максимальном значении с учетом прогнозных запасов, – $1,5 \cdot 10^{13}$ т).

Очевидно, что во всех случаях массы элементов, сосредоточенные в рудных скоплениях, составляют десятитысячные, стотысячные и даже миллионные доли от их общего количества, находящегося в рассеянном состоянии.

Н.М. Страхов также установил, что закономерности распределения кларковых и рудных содержаний в литосфере существенно отличаются друг от друга; различны и механизмы, определяющие их формирование.

Действительно, на фиг. 5, заимствованной из работ [20, 22], с учетом более поздних публикаций, сопоставляется поведение рудных скоплений, формирующихся в различных фациально-палеогеографических обстановках гумидной (I) и аридной (II) зон Земли, с распределением средних, кларковых содержаний тех

же компонентов. Эталонном для такого сравнения служит идеализированный фациальный профиль, характеризующий все переходы от расчлененного континента, в пределах которого накапливаются грубообломочные породы и осадки, вплоть до морских относительно глубоководных фаций, в которых преобладают тонкозернистые глины и илы.

Из анализа графиков очевидно, что кларковые содержания большинства компонентов ведут себя довольно стандартно: они обычно оказываются очень невелики в песках, увеличиваются в алевролитах и достигают максимальных значений в глинах, тем самым отчетливо демонстрируя стремление расти от приподнятых частей континентов и глубоководным частям озер и морей. Такое поведение средних или кларковых содержаний ряда химических элементов сохраняется как в гумидной, так и в аридных областях, носит, так сказать, универсальный характер.

В отличие от них высокие ("рудные") скопления бокситов, железных и марганцевых руд, фосфоритов, горючих сланцев и ряда других образований отчетливо тяготеют к континентальным обстановкам, локализуясь в областях рудообразования трех типов.

Первым фациальным типом осадочного рудообразования по Н.М. Страхову являются субазральные зоны гумидных равнин, где в условиях увлажнения развивается мощная кора химического выветривания с характерным для нее набором полезных ископаемых – россыпей, углей, бокситов, железных и марганцевых руд. В условиях аридного климата их аналогами считаются субазральные фации прибрежных равнин и себхи, в пределах которых нередко образуются скопления сульфидов меди, свинца и цинка в сопровождении доломитов.

Другим фациальным типом осадочного рудообразования является субаквальная зона, включающая верхнюю часть шельфа, а иногда простирающаяся до начала континентального склона. Здесь в периферической части морей, озер, заливов, лагун и лиманов возникает вся масса эвапоритов, подавляющее количество россыпей, углей, железных и марганцевых руд, горючих сланцев, опок, известняков и доломитов.

Наконец, третьим типом рудообразования, почти не зависящим от физико-климатических обстановок поверхности планеты, должен считаться вулканогенно-осадочный процесс; рудные скопления, образованные при непосредственном участии эффузивов, пирокластического материала, эксгаляций и гидротерм, условно показаны на фиг. 5 справа от каждой из двух фациальных диаграмм.

В целой серии работ Н.М. Страхов [25, 31–33] установил, что соотношение между механическими формами миграции элементов и растворами теснейшим образом зависит от рельефа и климата. Анализируя эту проблему в работе, посвященной современному осадочному процессу, он писал: "... минимальное значение механический перенос отдельных компонентов имеет в равнинных реках влажного климата, максимальное же у рек горных, стекающих в аридную зону. Иными словами, по мере увеличения расчлененности рельефа, по которому течет река, и аридизации климата, в перемещении даже таких "хемогенных" компонентов, как CaCO_3 , Fe, Mn, P и др., все большее значение приобретает механический перенос их в виде взвесей" [22, с. 65].

Поставив во главу угла физико-географические и климатические факторы, Н.М. Страхов [25] выделил три типа осадочного процесса – ледовый, гумидный и аридный. В соответствии с его представлениями в условиях ледового процесса механическое взаимодействие ледника с подстилающим субстратом способствует формированию морен, которые с геохимической точки зрения представляют собой "среднюю пробу" абрадируемого субстрата.

При избытке влаги и пышном развитии растительности, в обстановке гумидного климата очень важную роль начинают играть растворы и именно эти формы миграции определяют здесь геохимический облик речного стока.

Наконец, недостаток влаги, жаркий засушливый климат, интенсивная эоловая деятельность и отсутствие наземной растительности, типичные для аридных зон, благоприятствуют росту влияния механических форм переноса.

В результате было показано, что в каждой из трех областей осадкообразования существенно меняется как тип кларкового, так и тип рудного осадочного процесса.

В конечных водоемах стока, находящихся под влиянием рек гумидного климата, кларковое распределение химических элементов приобретает "сглаженный" характер; в поведении большинства химических элементов появляется удивительное однообразие; их содержание в осадках последовательно возрастает от песков к алевроитам и глинам [31–33], что связано с изначальной миграцией их в форме растворов.

Широкое развитие глубокого химического выветривания на водосборах гумидных зон и формирование здесь кор выветривания приводят к обособлению рудных скоплений алюминия, железа, марганца, а иногда и россыпных залежей. Бокситы, железные и марганцевые руды нередко соседствуют в гумидных зонах с углями и угленосными отложениями; все эти рудные скопления являются индикаторами гумидного типа осадкообразования.

В бассейнах аридных зон кларковое распределение химических элементов существенно отличается от предыдущего; для осадков таких водоемов характерен "пестрый" тип распределения, в котором каждый химический элемент формирует свои максимумы, то связанные с песками, то с алевроитами или глинами. Главной причиной, определяющей такое своеобразное поведение химических элементов, является их тесная связь с механическими взвесями разной размерности [27].

Среди рудных скоплений наиболее распространенными являются залежи цветных и редких металлов, связанные с красноцветными карбонатными толщами, а также разнообразные эвалориты, накапливающиеся в мелководных озерах, заливах, лиманах и морях.

Таким образом, работы Н.М. Страхова [25, 27, 31–33] приводят к выводу, что в природе не существует единого ряда элементов осадочной дифференциации; в каждой климатической или физико-географической зоне процесс разделения материала "разворачивается" по-своему, формируя отличные друг от друга результаты. В связи с этим не вызывает сомнения, что эти исследования положили конец попыткам создать общую универсальную схему осадочного процесса, доказали, что эти попытки далеки от реальных природных явлений.

Наряду с физико-географическими условиями Н.М. Страхов очень большое значение придавал источникам осадочного вещества и в первую очередь источникам, тесно связанным с эндогенными факторами.

Согласно его представлениям, эндогенный процесс в зоне осадкообразования проявляется в двух ипостасях – в виде прямого непосредственного воздействия на мобилизацию, перенос и осаждение вещества, и косвенно, через состав тех магматических и эффузивных образований, что входят в эродируемые питающие провинции и подвергаются выветриванию и выравниванию.

Прямое влияние эндогенных факторов на процессы осадочной дифференциации вещества особенно рельефно проявляется в зонах интенсивной вулканической деятельности; эти области развиваются и на континентах (наземный вулканизм) и в океанах (подводный вулканизм), отличаются широким развитием эффузивов, пирокластики, гидротерм и эксгальций и принадлежат к особому, вулканогенно-осадочному типу осадкообразования [23, 25, 26].

Здесь эндогенное вещество, резко обогащенное SiO_2 , CaCO_3 , Fe, Mn, P, B, As, Li и другими характерными металлами, выносится на дневную поверхность или в

водоемы с огромной скоростью и в отдельные отрезки времени подавляет течение нормального осадочного процесса; обычный ход осадочной дифференциации сильно осложняется, а иногда и полностью прерывается.

Следует подчеркнуть, что непосредственное участие эндогенного фактора в осадочном процессе было впервые принято во внимание именно в работах Н.М. Страхова; оно существенно усложняет схему общей осадочной дифференциации вещества, поскольку в нормальное развитие кларкового разделения или рудогенеза неожиданно вплетаются значительные массы ювенильного материала.

Еще в ранних работах Н.М. Страхова [18] было показано, что осадочные руды железа, формирующиеся в корях выветривания, нередко тесно связаны с составом выветривающегося субстрата. Статистические наблюдения позволили установить, что наибольшая масса элювиальных железных руд сосредотачивается в коре выветривания основных и ультраосновных пород, особенно богатых железом и рядом элементов-примесей (хром, никель, кобальт, ванадий). При выветривании кислых и щелочных магматических пород значительные скопления железных руд обычно не образуются.

Позднее исследования Г.И. Бушинского [3] и особенно Р.И. Складорова [70] позволили доказать, что бокситообразование также четко регламентируется составом выветривающихся материнских пород; среди всей гаммы разнообразных магматических образований наиболее благоприятными для формирования бокситовых залежей оказались базальты, что, по всей вероятности, обусловлено развитием в них наименее устойчивых форм нахождения SiO_2 и Al_2O_3 .

Любопытно, что во всех этих построениях влияние источника вещества всегда отступало на второй план по сравнению со значением климата; и бокситы и железные руды постоянно формируются в обстановке влажного гумидного климата и не известны за пределами гумидных областей.

В недавних работах Н.А. Шило [60] было, однако, показано, что в некоторых случаях благоприятный источник металла может играть большую роль, нежели климат, и это обстоятельство существенно усложняет общую схему осадочного процесса. Так, например, оказалось, что элювиальные и аллювиальные россыпи золота, платины и ряда других металлов при появлении кварцевых жил, резко обогащенных этими компонентами, образуются не только в зоне гумидного литогенеза, но и в аридных и перигляциальных обстановках.

Значение геохимической специализации магматических пород питающих провинций при формировании осадочных руд ванадия, вне зависимости от климатических обстановок зоны гипергенеза, было рассмотрено в работе [43]; позднее автором было разработано представление об эволюции питающих провинций в истории Земли и их влиянии на процессы осадочного рудообразования [44, 45, 48, 49, 51]. Создалось впечатление, что в течение фанерозоя типы литогенеза, выделенные Н.М. Страховым, несмотря на существенную роль источников питания, оказывали решающее влияние на ход осадочной дифференциации вещества. В более ранние эпохи существования Земли (в докембрии), наоборот, на первый план выступала геохимическая специализация магматических источников питания, в то время как значение климатических различий постепенно стиралось; осадочная дифференциация вещества в докембрии в значительной степени управлялась геохимической специализацией питающих областей.

Более подробно эта проблема будет освещена в следующем сообщении данной работы.

Общая схема фазовой дифференциации вещества в осадочном процессе по Н.М. Страхову приведена в табл. 2; ее анализ позволяет утверждать, что в каждой из четырех областей осадконакопления, особенно четко проявляющих-

Холодный климат; низкие температуры обеспечивают присутствие воды в виде льда. Развитие растительности редуцируется, что приводит к возникновению ледниковых и тундровых ландшафтов, а также криотурбации. Процессы химического разложения пород подавлены

Умеренный и тропический климат обеспечивает преобладание осадков над испарением; вода существует в жидкой фазе. Широко развиты растительность и почвообразовательные процессы. Характерны существование устойчивой речной системы, полное разложение материнских пород на водосборах и формирование кор. Преобладают процессы химического выветривания

Породы ледникового происхождения

Наземные: морены (тиллиты, миктиты, диамиктиты, пара-конгломераты) и флювиогляциальные отложения — слоистые конгломераты, песчаники и ленточные глины

Подводные: диамиктон ледового разноса, ламинариты, турбидиты, варвы и другие переотложенные продукты ледового разноса

В гляциальной зоне концентрация компонентов не происходит: осуществляется механическое разрушение коренных пород и формируются осадки, по составу соответствующие средней пробе. В перигляциальной зоне — *россыпи*: а) ближнего сноса — Au, Pt, Ag, S, As, сульфиды, Fe, Cu, Zn гидроксиды Fe, Al, сульфосоли и др.; б) аллювиальные — Au, Ag, Pt, сульфиды

Глины, алевролиты, песчаники, грубообломочные породы. Среди глин распространены каолиновые разности, среди песчаников — олигомиктовые, реже метамиктовые породы

Устойчивые минералы

Триада Al, Fe, Mn

Биос

Коры выветривания

Россыпи: а) ближнего сноса — Au, Ag, Cu, алмазы (C), корунд (Al_2O_3), киноварь (HgS), минералы редких элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, V, V, TR, и др.); б) аллювиальные — Au, Pt, Sn, W, Mo, Ti, V, минералы редких элементов (касситерит, вольфрамит, молибденит, титаномагнетит); в) прибрежно-морские — TR, Zr, Hf, Ti, Sn (монацит, циркон, рутил, касситерит и др.)

Бокситы $Al_2O_3 \cdot H_2O$ (Ti, Zr, Ga, TR, Nb, V, Sc и др. гидролизаты)
Железные руды $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ (Mn, V, As, P, B спорадические Ti, Ge, TR $FeCO_3$ — сидерит; примесей мало)
Марганцевые руды MnO_2 (Fe, V, Zn, Ti, Co, Ni, Cu, Mo)
 $MnCO_3$ (Ba, Co, Ti, Ra)

Угленосные формации
(Ge, Zr, B, Sr, V, U, Ni, Co, Cr, Pb, Zn, W, реже Li, Ti, Be, Sc, Ti, Ge, TR, Ag, Sn, Bi)

Аклиматические подводные

$CaCO_3$, $CaMg(CO_3)_2$ — карбонатные породы (Sr, риты (TR, Sr, U, Mo, I, спорадически Cr, V, Pb, V, U, Mo, Co, Ni, Cr, Pb, Zn, Ag, Be, Sr, W и др.).
 SiO_2 — кремневые породы (Fe, иногда C_{org}).
Mn, Co, Ni, Cu, Mo,

по Н.М. Страхову [25, 26] с дополнениями автора

Аридный литогенез		Булканогенно-осадочный литогенез	
Жаркий засушливый климат обеспечивает преобладание испарения над выпадением осадков. Характерно резкое сокращение растительного покрова, усиление золотой деятельности и развитие временных водотоков. Типичны пустынные ландшафты; преобладают процессы механического выветривания и высаливания		Тип процесса не связан с климатической зональностью. Источником материала в этом случае являются глубокие зоны земной коры и мантия. Извержения могут происходить на суше, и в этом случае его результаты зависят от климатической зональности, или под водой, когда его реализация слабо связана с климатом	
Глины, алевролиты, песчаники, грубообломочные породы. Среди глин развиты сепiolитовые и палогорскитовые разновидности, реже — гидрослюда и монтмориллонит. Среди песчаников преобладают полимиктовые (аркозы, граувакки)	Триада Cu, Pb, Zn	Россыпи: а) элювиальные — Au, Pt; б) аллювиальные — Au, Pt, Sn, W	Эффузивно-осадочные формации Наземные Гумидные Россыпи: элювиальные, речные, морские — Au, Ag, Pt, Sn, W, Ti, сульфиды: TiO, Fe ₂ O ₃ , MnO ₂ (лимонит, ярозит, гидроксиды Mn в кратерных озерах и ручьях) SiO ₂ , CaCO ₃ , сера самородная, B, As, Ba, Sb, Cu, Ag и др. элементы в области разгрузки гидротерм Аридные Озерные: сода Na ₂ CO ₃ и SiO ₂ Бораты: Na ₂ B ₄ O ₇ ·10H ₂ O, Na ₂ B ₄ O ₇ ·4H ₂ O, Ca ₂ B ₆ O ₄ ·5H ₂ O (бура, кернит, пандермит и др.) Эвапоритовые озера с Li, W и др. металлами или со скоплениями SrSO ₄ — целестина, Na ₂ CO ₃ — соды Подводные Железные руды: Fe ₃ O ₄ , Fe ₂ O ₃ , FeCO ₃ , силикаты Fe, Mg, FeS ₂ (магнетит, гематит, сидерит, хлориты, пирит с примесью Cr, Cu, V и др.) Марганцевые руды: MnO ₂ , MnCO ₃ , SiO ₂ (окислы Mn, родохрозит, кремневые породы, обогащенные Fe) Фосфориты: Ca ₃ P ₂ O ₈ ·CaF ₂ с примесью TR, Sr и других элементов-примесей Колчеданные месторождения: FeS ₂ , CuFeS ₂ , ZnS (пирит, халькопирит, реже галенит, пирротин, магнетит, борнит с примесью Cu, Ag, Bi, Re и других металлов)
	Ряд минералов при выпаривании морской воды	Красноцветные формации Медистые песчаники Cu ₂ S, Cu ₅ FeS ₄ , CuFeS ₂ , Cu ₁₂ As ₄ S ₁₃ , CuS (халькозин, борнит, халькопирит, блеклая руда, ковеллин и примесь Pb, Zn, Ag, Mo, As, Sb, Co, Ni, Bi, U, V) Свинцово-цинковые руды в карбонатных породах PbS, ZnS, (галенит, сфалерит с примесью Cu, Cd, Ag, V, Ni, Bi, As и др.)	
	Эвапоритовые формации CaCO ₃ , CaMg(CO ₃) ₂ (известняк, доломит), CaSO ₄ , CaSO ₄ ·2H ₂ O (ангидрит, гипс), NaCl (галит), MgSO ₄ ·H ₂ O, Na ₂ SO ₄ ·MgSO ₄ ·4H ₂ O, K ₂ SO ₄ ·2CaSO ₄ ·MgSO ₄ ·2H ₂ O (кизерит, астраханит, полигалит) MgCl ₂ ·6H ₂ O, KCl·MgCl ₂ ·6H ₂ O, KCl (бишофит, карналлит, сильвин). В формации накапливаются Sr, B, Br, F, I и др. элементы		
отложения (формации?)			
возможно, Br, As и Ag). Ca ₃ P ₂ O ₅ ·CaF ₂ — фосфосланцы (SiO ₂ , Au, Cu, Se и др.). "Черные" горючие сланцы (Fe, Pb, V, Zr, Ti и др.)			

ся в пределах континентального блока Земли, а именно – в ледовой, гумидной, аридной и вулканогенно-осадочной зонах, формируются несколько различные ассоциации осадочных и вулканогенно-осадочных горных пород (графа слева), а также различные сочетания полезных ископаемых (графа справа). Так, например, очевидно, что россыпи, бокситы, железные и марганцевые руды, генетически связанные с корами выветривания, а также угленосные формации являются индикаторами гумидного породообразования, россыпи, связанные с коренными месторождениями металлов, красноцветные формации, содержащие стратиформные залежи сульфидов Cu–Pb–Zn или урано-редкометаллные месторождения, и эвапоритовые скопления всегда встречаются в засушливых аридных зонах, а россыпи, образованные в результате размыва богатых металлами эффузивов, и скопления железа, марганца, кремнезема, серы, соды, боратов и минералов стронция на участках разгрузки восходящих источников или в кратерных озерах типичны для вулканогенно-осадочных областей.

Непосредственным продолжением климатически обусловленных осадочных рудных скоплений в субаквальных условиях морей и океанов являются так называемые аклиматические образования. К ним принадлежат карбонатные породы, фосфориты, горючие сланцы, кремнистые породы и четвертичные железомарганцевые конкреции. Вся эта группа осадочных пород и руд слабо связана с определенными климатическими зонами, что особенно четко видно при палеоклиматических реконструкциях прошлого. Характерно, что в формировании рудных скоплений этой группы большую роль играют биогенные процессы; возможно, что именно это обстоятельство делает их локализацию в морях и океанах чрезвычайно неопределенной.

Сходные тенденции намечаются и среди вулканогенно-осадочных образований; как только мы переходим от континентальных скоплений к морским и океанским, четкое деление руд на гумидные и аридные немедленно утрачивается.

Можно сказать, что чем больше мы перемещаемся от континентов к океану, тем меньше сказывается прямое влияние климата на формирование рудных скоплений осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса; в этом собственно и заключалась одна из причин, побудившая Н.М. Страхова [29] в работах 70-х годов выделить самостоятельный океанский тип литогенеза.

Среди химических элементов, принимающих активное участие в фазовой дифференциации вещества, довольно четко обособляются две большие группы. К первой принадлежат элементы, обладающие высоким кларком и ярко выраженной способностью формировать осадочные породы и руды, к ним относятся: O (51,84)², Al (10,45), Si (24,8), Na (0,66), Mg (1,34), K (2,28), Ca (2,53), Cl (0,016), Fe (3,33), C (1,2), P (0,77), S (0,3); с некоторой долей условности к этой группе могут быть отнесены Mn (0,067), Cu (0,0057), Sr (0,045), Ba (0,08).

Ко второй группе следует отнести все прочие химические элементы таблицы Д.И. Менделеева. Их средние содержания в осадочных отложениях обычно бывают ниже 0,01 %, подавляющая их масса находится в рассеянном состоянии и только относительно небольшая часть ее образует собственные осадочные минералы.

Общеизвестно, что фазовая дифференциация вещества в осадочном процессе представляет собой многостадийное явление; она начинается с процессов выветривания, переноса и седиментации, но продолжается также в ходе процессов диагенеза, катагенеза, метаморфизма и гипергенеза. Однако породообразующие

²В скобках приведены средние, кларковые содержания элементов, заимствованные из работы А.П. Виноградова "Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры". Геохимия. 1962. № 7.

Типы редкометалльных месторождений

Фациальные	Формационные	Аформационные
Россыпи (Au, Pt, Sn, W, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, V, Y, TR и др.) Бокситы (Ti, Zr, Ga, TR, Nb, V, Se) Железные руды (Mn, V, P, As, B, спорадически Ti, Ge, TR) Марганцевые руды (Fe, V, Ti, Co, Ni, Cu, Mo, Ra, и др.) Эвапориты — карналлитовые залежи с Rb Фосфориты (TR, Sr, U, Mo, J, спорадически Cr, V, Pb, Cu, Se) "Черные" горючие сланцы (V, U, Mo, Cd, Ni, Au, Cr, Pb, Zn, Ag, Be, Se, W и др.)	Красноцветные формации (Cu, Pb, Zn, с примесью Ag, Mo, As, Sb, Co, Ni, Bi, Tl, In, Re и др.) Угленосные формации (Ge, Zr, B, Sr, V, U, Ni, Co, Cr, Pb, Zn, W, реже Li, Tl, Be, Sc, Ti, Ge, TR, Ag, Sn, Bi)	Урано-селено-ванадиево-рениевые месторождения (U, Se, V, Re) Нефтяные залежи (V, Ni, Co, Mo, Mn, Cr, Cu, Pb, Zn, As, Sn, U, Ra, реже Sr, TR, Li, Ge, Ga, Se)

компоненты и элементы-примеси участвуют в этом циклическом процессе совсем не адекватно.

Работами многих литологов [15, 25, 38] было показано, что породо- и рудообразующие компоненты наиболее активно обособляются друг от друга на ранних стадиях осадочного породообразования; более поздние процессы относительно слабо влияют на общий геохимический план их распределения.

Существенно по-другому ведут себя элементы-примеси. Их дифференциация и перераспределение охватывают не только первую половину осадочного цикла, но и активно продолжают на стадиях катагенеза и метаморфизма. Большая геохимическая подвижность многих элементов-примесей в иловых и подземных водах существенно "растягивает" их миграцию во времени и позволяет им обособляться друг от друга на самых поздних стадиях преобразований осадочных пород.

В табл. 2 помимо поведения основных породо- и рудообразующих компонентов сделана попытка осветить распределение элементов-примесей: для этой цели данные, приведенные в работах Н.М. Страхова, были модернизированы на основе коллективной монографии [41], а также ряда более поздних работ [43, 52, 53, 55, 58].

Следует подчеркнуть, что точно охарактеризовать пространственные и генетические взаимоотношения между породообразующими компонентами и элементами-примесями довольно сложно; дело в том, что по материалам, приведенным в работе [52], в осадочном процессе между первыми и вторыми выделяются по крайней мере три типа связей: фациальные, формационные и аформационные (табл. 3).

В рудах с фациальным типом связи высокие содержания элементов-примесей приурочены к строго определенным литолого-генетическим типам пород; на площади и в разрезе они контролируются главным образом одной фацией. Как показано в табл. 3, к ним принадлежат концентрации химических элементов в россыпях, бокситах, железных и марганцевых рудах, эвапоритах, фосфоритах и "черных" горючих сланцах.

В рудных образованиях с формационным типом связи редкометалльные концентрации чаще всего оказываются приурочены к двум-трем смежным фациям,

но пространственно не выходят за пределы одной определенной формации. К числу таких образований относятся рудные скопления в красноцветных карбонатных формациях, где обычно накапливаются сульфиды Cu–Pb–Zn, а также рудные образования в угленосных формациях, в которых концентрируются сульфиды, оксиды, карбонаты, сульфаты и другие редкометалльные минералы.

Наконец, аформационные связи предполагают полное отсутствие пространственного контроля со стороны фаций и формаций; высокие содержания связаны здесь не с одной, а с целой группой формаций или контролируются геохимической провинцией. В эту группу входят урано-селено-ванадиево-рениевые месторождения, рудные концентрации, связанные с нефтями, и рудные скопления в подземных водах.

Оценивая происхождение трех выделенных групп редкометалльных концентраций, следует иметь в виду, что они существенно отличаются друг от друга по механизму образования.

Месторождения с фациальной связью обычно формируются на стадии седиментации, одновременно или почти одновременно с вмещающими их породами. Очень часто в основе процесса концентрации лежат явления сорбции элементов из морских, иловых или пластовых вод и кристаллохимическое родство элементов с определенными минеральными формами. Важным фактором концентрации является также преобразование рассеянного органического вещества, а также процессы биогенного сульфидо- и карбонатообразования [5, 21, 25, 41, 42, 53, 54, 58].

Месторождения с формационным типом связи чаще всего имеют двойственную природу – их металлогеническая специфика предопределяется какими-либо первичными, седиментологическими особенностями самих формаций, тогда как сами руды образуются эпигенетическим путем, в результате более позднего, диагенетического или катагенетического перераспределения вещества и под действием иловых или подземных вод. Так, например, металлоносные красноцветные карбонатные формации, формирующиеся в условиях аридной седиментации, содержат обычно значительное количество металлов, связанных с незрелым терригенным материалом, заключают в себе рапу солеродных водоемов, легко отторгающуюся из соленосных фаций и концентрируют в себе мощные восстановительные “экраны” в виде сингенетических “черных” горючих сланцев или эпигенетических залежей сероводорода. Естественно, что все эти особенности красноцветных толщ предопределяют возможность интенсивной эпигенетической миграции и концентрации металлов и формирования рудных залежей на стадии катагенеза [47, 57].

Наконец, редкометалльные месторождения аформационного типа наиболее характерны для группы химических элементов, отличающихся очень высокой миграционной способностью и типичных для гидротермальных эпигенетических месторождений. Некоторые рудные образования этой группы, такие, как залежи нефти или стратиформные урано-селено-ванадиево-рениевые месторождения связаны с элизионными или инфильтрационными гидротермальными системами, другие обязаны своим формированием поступлению более глубинных коровых или мантийных растворов из глубин [46, 47, 49, 50].

Так как в табл. 2 делается попытка охарактеризовать фазовую дифференциацию вещества, которая преимущественно реализуется на ранних стадиях осадочного процесса, третья группа рудных редкометалльных образований была нами полностью исключена из рассмотрения.

1. Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1972. 295 с.
2. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 192 с.
3. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 416 с.
4. Волков И.И. Химические элементы в речном стоке и формы их поступления в море // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 85—114.
5. Волков И.И., Севастьянов В.Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 134—183.
6. Гольдшмидт В.М. Сборник статей по геохимии редких элементов. М.; Л.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938. 244 с.
7. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 159 с.
8. Емельянов Е.М., Митропольский А.Ю., Шимкус К.М., Мусса А.А. Геохимия Средиземного моря. Киев: Наук. думка, 1979. 129 с.
9. Заварицкий А.Н. Введение в петрографию осадочных пород. М.; Л.: ГОНТИ, 1932. 79 с.
10. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
11. Лисицын А.П., Демина Л.Л., Гордеев В.В. Биокосная система воды и ее взаимодействие с океаном // Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. С. 32—56.
12. Мейнард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 358 с.
13. Мейсон Б. Основы геохимии. М.: Недра, 1971. 311 с.
14. Пустовалов Л.В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии // Проблемы советской геологии. 1933. № 1. С. 6—28.
15. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Т. 1. М.: Гостоптехиздат, 1940. 475 с.
16. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
17. Сердюченко Д.П., Яницкий А.Л. Осадочные железистые породы и железные руды // Справочное руководство по петрографии осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 1958. С. 234—242.
18. Страхов Н.М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 257 с.
19. Страхов Н.М. К литологической дискуссии // К вопросу о состоянии науки об осадочных породах М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 211—245.
20. Страхов Н.М. Проблемы распределения и накопления основных химических компонентов в осадках современных и древних водоемов (состояние знаний и задачи дальнейших исследований) // Совещание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Вып. 1. С. 188—218.
21. Страхов Н.М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С. 12—49.
22. Страхов Н.М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 275—287.
23. Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 5. С. 3—21.
24. Страхов Н.М. О фациальных соотношениях между рассеянными содержаниями элементов и их рудными накоплениями в отложениях гумидных зон // Зап. Всесоюз. минер. в-ва. 1957. Т. 86. Вып. 2. С. 197—222.
25. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. I. 212 с.; Т. II. 574 с.; 1962. Т. III. 550 с.
26. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолиздат, 1963. 535 с.
27. Страхов Н.М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 102—132.
28. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
29. Страхов Н.М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 6. С. 3—30.
30. Страхов Н.М. Геохимия современного седиментогенеза. Т. 2. // Химия океана. М.: Наука, 1979. С. 9—239.
31. Страхов Н.М., Родионова К.Ф., Залманзон Э.С. К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 115 с.
32. Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А. Очерки геохимии верхне-палеозойских отложений гумидного типа. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 223 с.

33. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцевидного процесса. М.: Наука, 1968. 496 с.
34. Страхов Н.М., Волков И.И., Лисицына Н.А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане (Японский профиль) // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 3. С. 3—28.
35. Теодорович Г.И. Осадочные минералогическо-геохимические фации // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ГУ, 1956. С. 39—56.
36. Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. Л.: ГОНТИ, 1958. 571 с.
37. Тугаринов А.И. Общая геохимия. М.: Атомиздат, 1973. 288 с.
38. Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. М.: Недра, 1970. 308 с.
39. Ферсман А.Е. Геохимия. Т. I. М.: Госхимиздат, 1934. 250 с.
40. Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 529 с.
41. Холодов В.Н. Т.З. Редкие элементы в месторождениях фосфоритов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. С. 685—704.
42. Холодов В.Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М.: Наука, 1968. 246 с.
43. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 262 с.
44. Холодов В.Н. Об эволюции питающих провинций в истории Земли // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191—209.
45. Холодов В.Н. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 76—91.
46. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Сообщения 1 и 2. // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 3—22; № 5. С. 15—32.
47. Холодов В.Н. Условия образования и вторичные изменения красноцветных формаций как факторы формирования стратиформного оруденения // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 14—37.
48. Холодов В.Н. Эволюция кремненакопления в истории Земли // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 6—43.
49. Холодов В.Н. Соотношение осадконакопления и магматизма в докембрии // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 3—27.
50. Холодов В.Н. Стратисфера как возможный источник гидротермальных растворов // Природа. 1990. № 4. С. 10—17.
51. Холодов В.Н. К проблеме эволюции осадочного процесса в истории Земли // Эволюция биосферы. М.: Наука, 1993. С. 3—80.
52. Холодов В.Н., Баранов Ю.Е., Бойко Т.Ф. и др. Генетические типы осадочных месторождений редких элементов и климатическая зональность // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 308—323.
53. Холодов В.Н., Блисковский В.З. Геохимия элементов-примесей в фосфоритонесных формациях // Литология фосфоритонесных отложений. М.: Наука, 1976. С. 29—43.
54. Холодов В.Н., Минеев Д.А. Редкие элементы в фосфоритах (распределение, генезис и практич. использование) // Вещественный состав фосфоритов. М.: Наука, 1977. С. 46—65.
55. Холодов В.Н., Хрусталева Ю.П., Лубченко И.Ю. Каспийское море. Проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 182 с.
56. Холодов В.Н., Лубченко И.Ю. Проблемы геохимии современных осадков Каспийского и Черного морей. Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. 230 с.
57. Холодов В.Н., Бугузова Г.Ю. К проблеме генезиса металлоносных растворов и стратиформных месторождений в красноцветных формациях // Литология и рудообразование. М.: Наука, 1989. С. 157—176.
58. Холодов В.Н., Недумов Р.И. Сапропеллантогенное органическое вещество как фактор концентрации металлов // Накопление и преобразование органич. вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1990. С. 20—43.
59. Черноусов Я.М. Курс общей геологии угольных месторождений. М.: ГОНТИ, 1962. 295 с.
60. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1985. 399 с.
61. Щербина В.В. Геохимия. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 270 с.
62. Щербина В.В. Химия процессов минералообразования в осадочных породах // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ГУ, 1956. С. 27—38.
63. Щербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 296 с.

64. Эл-Векил С.К., Райли Дж.П. Химические и минералогические исследования глубоководных осадков // Вопросы геохимии и геохронологии океана. М.: Мир, 1965. С. 54—82.
65. Яншин А.Л., Жарков М.А. Фосфор и калий в природе. Новосибирск: Наука, 1986. 189 с.
66. Dorr J. van N., Griftenden Max. D.J., World R.G. Manganese // Geol. Surv. Prof. Pap. 1973. N 280. P. 386—399.
67. Goldschidt V.M. Geochemische Verteilungsgesetze und kosmische Naufikeit der Elemente. Berlin: Die Naturwissenschaften, 1930. V. 18. 999S.
68. Goldschidt V.M. Geochemie. Iena: Handworterbuch der Naturwissenschaften, 1933. 430S.
69. Kuenen P.H. Maine geology. N.Y.: Elsevier, 1950. 520 p.
70. Sklijarov R.I. The global law-governed nature of the development of bauxite and alunite deposits // 4-th Intern. Congress for the study of Bauxites, Alumina and Aluminum. Greece. Natl. Tech. Univ. Athens, 1978. P. 797—805.
71. Smulikowsky K. Geochemia. Warszawa. 1953. 540 p.
72. World Commod. Outlook Ind. Raw Matter 1978—1979. Iron ore. P. 44—47.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
11.IX. 1992

УДК 552.14:553(31+32)

© 1993 Горшков А.И., Дриц В.А., Штеренберг Л.Е.,
Сахаров Б.А., Сивцов А.В., Соколова А.Л.

НОВАЯ СТРУКТУРНАЯ РАЗНОВИДНОСТЬ АСБОЛАН-БУЗЕРИТА С НЕСОРАЗМЕРНЫМИ Mn^{4+} - Mn^{3+} -СЛОЯМИ

В образцах океанического склона Центрально-Американского желоба Тихого океана (ст. 82-105), поднятых в 8-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" в 1989 г., обнаружена и детально изучена комплексом методов (рентгеноструктурный анализ, микродифракция электронов в сочетании с энергодисперсионным анализом и др.) новая структурная разновидность неупорядоченного смешанослойного минерала асболан-бузерита с несоразмерными Mn^{4+} - Mn^{3+} -слоями.

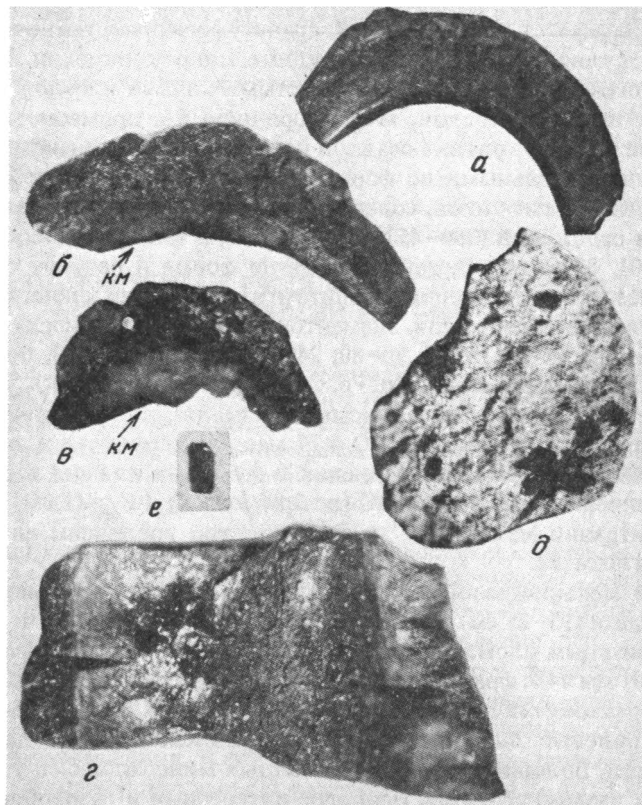
Исследованиями последних лет установлены и структурно охарактеризованы три неупорядоченные смешанослойные фазы [5]: асболан-бузерит, бузерит-I-бузерит-II и бузерит-I – дефектный литиофорит. Структуры этих минералов сложены неупорядоченно чередующимися в направлении оси с соответственно пакетами подобными таковым асболана и бузерита-I, бузерита-I и бузерита-II, бузерита-I и литиофорита с дефектными гидроксидными слоями. Важнейшими дифракционными характеристиками этих смешанослойных образований являются базальные отражения. В естественном состоянии данные фазы характеризуются базальными рефлексами с d , равными 9,8–9,4; 4,9–4,7; 3,25–3,1 Å.

Однако в вакууме электронного микроскопа (или после прогрева образца при $\sim 100^\circ\text{C}$ в течение нескольких часов) слои бузерита-I резко сжимаются вдоль оси от ~ 10 до ~ 7 Å. В результате в структуре рассматриваемого соединения будут неупорядоченно чередоваться 10- и 7-ангстремовые пакеты. Это приводит к тому, что ближний от центра электронограммы рефлекс смещается в сторону больших углов и рассчитанное по нему межплоскостное расстояние уменьшается до 8,5–9,0 Å. Другие рефлексы смещаются мало, т.е. возникает нецелочисленная серия базальных отражений. Рассматриваемые три неупорядоченные смешанослойные фазы резко различаются на электронограммах по распределению интенсивностей I_i базальных рефлексов. Если индекс i отражает последовательный номер рефлекса от центра дифракционной картины, то для асболан-бузерита должно соблюдаться условие $I_1 < I_2 \gg I_3$, для бузерита-I – бузерита-II – $I_1 \gg I_2 \approx I_3$, а для бузерита-I – дефектного литиофорита – $I_1 \approx I_2 \gg I_3$. Слои структур последних двух минералов соразмерны друг с другом в плоскости (001). В асболан-бузерите [5] островковые слои асболановой составляющей структуры несоразмерны с остальными ее двумерно-непрерывными слоями в плоскости (001). Поэтому на дифракционных картинах этого минерала, отвечающих плоскости (001), практически всегда помимо интенсивных отражений 100 ($d \approx 2,45$ Å) и 110 ($d \approx 1,42$ Å) от двумерно-непрерывных слоев структуры наблюдаются слабые рефлексы 110 ($d \approx 1,5$ Å) и (в редких случаях) 100 ($d \approx 2,6$ Å) от указанных дефектных слоев. Нами обнаружена новая смешанослойная фаза с несоразмерными в плоскости (001) слоями, слагающая оксидно-марганцевые полые трубки и столбики, образовавшиеся в верхней части осадков океанического склона Центрально-Американского желоба (ст. 82105; 18°08,3' с.ш., 104°43,2' з.д., гл. 4000 м, 8-й рейс НИС "Академик Николай Страхов", 1989 г.).

Согласно А.И. Вознесенскому (ГИН АН СССР), проводившему первичное

описание осадков на борту судна во время экспедиции, в верхней части разреза (0–5 см) устанавливается ил алевритистый, слаботуфогенный, темно-коричневого цвета. Под бинокулярной лупой видны рудные микроконкреции. В интервале 5–15 см ил туфогенный, алевритистый, с частыми ходами илоедов. На глубине 15–57 см также ил алевритистый, темно-коричневый с примесью туфогенного материала. Ниже во всей колонке осадков наблюдается алевритистый ил темно-серого цвета с неправильными по форме включениями и прослойками более осветленных алевритистых илов, содержащих туфогенный материал. В нижних частях колонки отложений (350–457 см) ст. 82105, а также ряда соседних станций (82108, 82101, 8296) обнаружены разные по форме и размеру образования сульфидов железа, представленные пиритом и в меньшей степени грейгитом (Fe_3S_4). Определения содержания элементов в осадках четырех, выбранных нами опорных горизонтов (15–25; 70–80; 240–250 и 400–430 см), показали, что содержания таких элементов, как Mn, Fe, Ca в отличие от SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и Na_2O не остаются постоянными и закономерно изменяются по разрезу. Так, максимальные содержания марганца (MnO 1,77 мас. %) установлены на горизонте (15–25 см). В этих же осадках по сравнению с осадками нижних частей разреза несколько увеличены содержания CaO (до 3,04 мас. %) и $\text{C}_{\text{орг}}$ (1,26%). В отличие от этого концентрации железа (Fe^{3+} и Fe^{2+}) заметно увеличены на горизонтах 240–250 и 400–430 см [6].

Проведенный механический анализ осадков наиболее детально изученной нами верхней части (15–25 см) разреза осадков ст. 82105 показал, что они состоят из алевропелитового ила. В их составе: фракция > 0,1 мм составляет 0,2%; фракция 0,1–0,01 мм 44%; фракция 0,01–0,001 мм 48% и фракция < 0,001 мм 7,8%. С помощью дифрактометрического анализа во фракции < 0,001 мм были обнаружены: кварц, полевые шпаты, смектит, смешанослойный слюда-смектит и дефектный хлорит. Подобный же набор глинистых минералов был установлен и в других частях разреза ст. 82105. Наиболее интересный и разнообразный материал был выявлен во фракции > 0,1 мм. В этой фракции при ее детальном изучении с использованием комплекса методов были обнаружены разные по составу, строению и генезису терригенные и биогенные образования. Среди них обломки пемзы, кварца и полевых шпатов. Целые формы и обломки раковин фораминифер, гидроксиды железа, представленные гетит-лимонитом, спиккулы губок, чешуйки слюд, зубы рыб, радиолярии, обломки и микроконкреции пирита, магнитные сульфиды, представленные грейгитом, обломки кальцита, образования гипса, в разной степени обугленные растительные остатки и др. Однако самыми распространенными во фракции > 0,1 мм интервала разреза осадков 15–25 см оказались разные по форме и размеру выделения карбонатов марганца сложного состава, а также столбчатые и трубчатые образования оксидов марганца. Розовато- и кремово-белые (глобулярные) образования карбонатов, обнаруженные во фракции > 0,1 мм горизонта 15–25 см, представлены корковидными выделениями на внешней и внутренних стенках оксидных трубок, а также внутри них мелкими уплотненными образованиями, рассеянными в иловых отложениях, и небольшими по длине гроздевидными обособлениями, напоминающими виноградные гроздья. Рентгеновский, химический и другие виды анализов позволили установить, что карбонаты эти представлены в основном кальциевыми родохрозитами, содержания марганца в которых при пересчете на соли изменялись от 53 до 61%, кальция – от 41 до 37%. Содержание магния в составе карбонатно-марганцевых солей практически очень мало и колебалось от 2 до 6%. Проведенные определения состава иловых вод отжатых из осадков указанных выше их горизонтов, расчеты равновесно-неравновесного состояния иловых вод относительно карбоната марганца, а также результаты анализов изотопного состава углерода и кислорода вместе с другими данными однозначно сви-



Фиг. 1. Микрофотографии оксидно-марганцевых образований (ст. 82105, гор. 15–25 см)

а — поперечный срез оксидно-марганцевой трубки. Бинокляр, увел. 25; б, в — то же (км — выделения карбонатов марганца сложного состава); г — внутренняя стенка трубки. Бинокляр, увел. 50; д — внешняя стенка трубки (белое — алевропитовый ил, черное — оксиды марганца). Бинокляр, увел. 25; е — гидроксидно-марганцевый столбик. Бинокляр, увел. 25

детельствуют о диагенетическом формировании карбонатов марганца сложного состава в осадках ст. 82105 (гор. 15–25 см).

Оксидные марганцевые трубки и столбики, тесно связанные с рассмотренными выше карбонатами марганца, наиболее широко развиты во фракции > 0,1 мм.

Трубки эти часто полые (фиг. 1, а). Длина их доходит до 3–4 мм. Толщина стенок приблизительно равна 0,2–0,4 мм. Внешний диаметр трубок в общем довольно сходный и изменяется от 1,2 до, примерно, 1,5 мм. На внутренней стороне стенок часто наблюдаются карбонатно-марганцевые образования, рассмотренные нами выше и в работе [6]. Они имеют вид корочек, обладающих глобулярным строением (см. фиг. 1, б, в). Карбонаты марганца сложного состава обычно наблюдаются и внутри стенок. Здесь они образуют тонкие линзы и прослойки. На внешней стороне оксидных трубок, как правило, содержится светло-серый алевроитистый ил, идентичный по составу с алевроитистым илом рассматриваемого интервала 15–25 см ст. 82105 (см. фиг. 1, д). Значительно реже обнаруживаются оксидные столбики небольшого размера (см. фиг. 1, е). Длина столбиков не превышает 0,5 мм при толщине около 0,1 мм.

Изучение анишлифов трубок и столбиков под микроскопом показало, что они имеют массивное сложение и ведут себя при скрещенных николях, как изотропное вещество.

Предварительный спектральный анализ, подтвержденный позже детальным анализом, выполненным с помощью "Камеки" (MS-46), указал на почти полное отсутствие в составе столбиков и трубчатых оксидных образований железа и на весьма низкие содержания таких микроэлементов, как никель, медь и кобальт.

Г.А. Дубинина (Институт микробиологии АН СССР), изучив образцы Mn-оксидных труб из верхней части разреза ст. 821а, приходит к выводу, что они являются типично биогенными образованиями. Выводы эти обосновываются наличием хорошо сохранившихся остатков оруденелых (фоссилий) бактериальных одноклетчатых и колониальных структур. Микроколонии состоят из пропитанных оксидами марганца капсул, внутри которых при микроскопировании выявляются "гнезда" от палочковидных бактериальных клеток, имеющих размер 1–2 мкм. Отложения марганца в материале оксидно-марганцевых трубок, по ее мнению, вероятнее всего, связаны с бактериально-окислительной деятельностью и контролируются процессами диагенеза. Выше нами отмечалось связанное с процессами диагенеза разделение в разрезе осадков ст. 82105 марганца и железа. В нижних частях разреза осадков этой стадии относительно широкое развитие приобретают сульфиды железа, представленные пиритом и грейгитом при отсутствии образований марганца. В самой верхней части разреза преобладают карбонаты и оксиды марганца, не содержащие железа. Вероятнее всего, в результате диагенеза марганец диффундирует в иловой воде вверх по разрезу и, по-видимому, формирует разнообразные по форме выделения карбонатов и оксидов марганца.

При сравнительно небольших количествах органического вещества в осадках гемипелагической зоны, в которой располагается ст. 82105, в основном образуются оксиды марганца (трубки, столбики) при крайне незначительных количествах марганцевых карбонатов (микроглобулярные выделения).

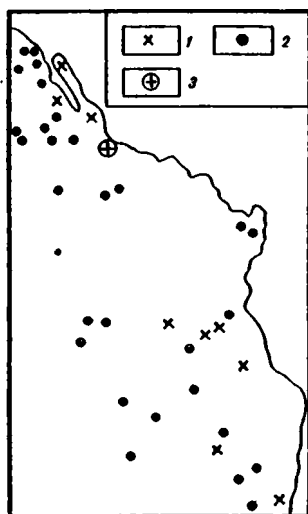
В работе [7], посвященной генезису и классификации Fe–Mn океанских образований, приводятся данные, свидетельствующие о сравнительно широком развитии диагенетических Fe–Mn-конкреций с высокими (> 10) значениями Mn/Fe в краевой части Тихого океана, в области развития гемипелагических осадков (фиг. 2). Как видно на этой схеме, ст. 82105, содержащая в своей верхней части оксидно-марганцевые трубки, характеризующиеся повышенными отношениями марганца к железу, попадает именно в эту же зону, подтверждая таким образом генетическую природу изученных нами рудных образцов.

Рентгеновский анализ Mn-образований свидетельствует о том, что они сложены только одним 10 Å-ным марганцевым минералом. Действительно, дифрактограммы (фиг. 3, а) содержали серию базальных отражений с $d_{00l} = \frac{9,7}{l}$ Å. Следует

отметить, что ранее в океанических осадках был обнаружен целый ряд 10 Å-ных марганцевых фаз: бузерит-I, бузерит-II, асболан, тодорокит, асболан-бузерит, бузерит-I – бузерит-II, бузерит-I – дефектный литиофорит [5].

Для уточнения природы исследуемой фазы нами было проведено ее рентгеновское изучение после прогрева на воздухе в течение 1 и 2 ч. Как видно на дифрактограмме (см. фиг. 3, в), первый пик после температурной обработки переместился из области 9,7 Å в область 8,8 Å.

Близкий по интенсивности пик, который на дифрактограмме исходного образца (см. фиг. 3, а) характеризовался $d = 4,85$ Å, несколько изменил свою форму, хотя и остался в той же области. Третий базальный пик ($d \approx 3,2$ Å) при прогревании образца практически также оставался на месте. Следовательно, рентгенограммы прогретого образца содержат нецелочисленную серию базальных отражений, характерную для рассмотренных выше трех неупорядоченных смешанослойных образований: асболан-бузерита, бузерита-I – бузерита-II и бузерита-I – дефектного литиофорита.



Фиг. 2

Фиг. 2. Mn/Fe-отношение в конкрециях восточной части Тихого океана [7]
1 > 10; 2 — < 10; 3 — точка отбора оксидно-марганцевых трубок



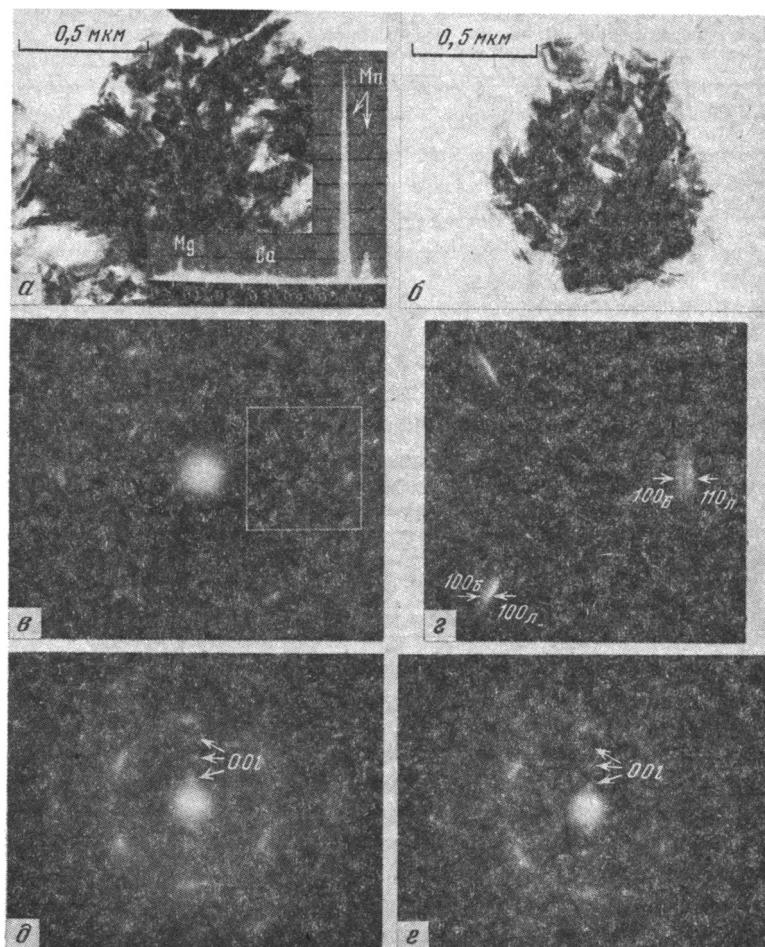
Фиг. 3

Фиг. 3. Дифрактограммы новой разновидности асболоан-бузерита, находящегося в естественном состоянии (а), прогретого при температуре 110°C в течение 1 ч (б) и 2 ч (в)

Изменение положения, формы и интенсивности рефлексов при нагреве образца можно объяснить следующим образом. Известно, что базальные рефлексы характеризуют проекцию структуры на нормаль к слоям. В их интенсивности и межплоскостных расстояниях содержатся сведения о типе и толщине слоев, их содержании и характере чередования, природе и величине межслоевых промежутков, о распределении атомов разной природы в слоях и межслоях и др.

Рентгеновский анализ отражает статистические результаты дифракции от многих тысяч чешуек образца. При нагреве образца из межслоев бузеритового компонента различных чешуек удаляется слабо связанная со структурой кристаллизационная вода H_2O . В результате толщина бузеритоподобных межслоев в различных и в одних и тех же частицах уменьшается от 9,7 до 7 Å, что нарушает периодичность распределения рассеивающего материала вдоль нормали к слоям. Все это приводит прежде всего к изменению положения и интенсивности базальных отражений.

По значению относительных интенсивностей базальных отражений (см. фиг. 3) исследуемое смешанослойное образование ближе всего бузериту-I — дефектному литиофору. Однако дальнейшее изучение смешанослойного образования с помощью аналитической электронной микроскопии, позволяющей получать с одной и той же частицы ее изображение, электронограммы и энергодисперсионные спектры, дали результаты, указывающие на отличную от рассматриваемого минерала модель структуры. Изучаемая фаза наблюдается на электронно-микроскопических снимках в виде агрегатов тонких чешуек, частично име-



Фиг. 4. Неупорядоченное смешанослойное соединение по данным просвечивающей электронной микроскопии

а, б — изображения чешуйчатых различных агрегатов неупорядоченного смешанослойного соединения (на врезке — энергодисперсионный спектр); в — его электронограмма с $hk0$ -отражениями и г — увеличенный ее выделенный фрагмент; д, е — электронограммы от загнутых краев чешуек с $00l$ -рефлексами

ющих загибы краев (фиг. 4, а, б). Электронограммы от базисных плоскостей отдельных чешуек (см. фиг. 4, в, г) содержит гексагональные сетки рефлексов $hk0$. На электронограммах же чешуек с загнутыми краями кроме отражений $hk0$ всегда присутствуют базальные отражения (см. фиг. 4, д, е), относительные значения интенсивностей которых удовлетворяют условию $I_1 \approx I_2 \gg I_3$. Причем первый от центра базальный рефлекс смещается в сторону больших углов, в результате чего его межплоскостное расстояние уменьшается до 8,4–8,5 Å. Другие же отражения на электронограмме смещаются мало. Следовательно, как и при прогреве образца при 100°C в течение нескольких часов, возникает нецелочисленная серия базальных отражений. Таким образом, электронографические результаты, казалось бы, также указывают на тот факт, что данная фаза является неупорядоченной смешанослойной бузерит-литофоритоподобной. Вместе с тем она существенно отличается по составу от смешанослойного бузерит-дефектного литиофорита [5]. Эта фаза содержит из катионной группы только Mn, Mg и незначительное количество Ca (врезка на фиг. 4, а). Количественный состав от-

Состав отдельных частиц, рассчитанных по методу Мохова [2]

Элемент	Частицы, %								Усредненный состав по 15 частицам	Атомный коэффициент, нормированный к Mn
	1	2	3	4	5	6	7	8		
Mg	5,00	5,17	3,73	3,91	5,84	6,28	7,21	4,83	5,27±0,79	0,2099
Ca	0,75	0,65	0,91	0,72	0,52	1,06	2,94	0,57	0,95±0,64	0,0231
Mn	57,27	57,19	58,46	58,44	56,59	55,66	53,02	57,62	56,82±1,14	

Элемент	Частицы, %							Усредненный состав по 15 час- тицам	Атомный ко- эффициент, нормирован- ный к Mn
	9	10	11	12	13	14	15		
Mg	5,16	4,28	6,43	6,21	5,61	4,20	5,31	5,27±0,79	0,2099
Ca	0,86	1,10	1,87	0,69	0,63	0,51	0,58	0,95±0,64	0,0231
Mn	57,01	57,72	54,78	56,06	56,74	58,33	57,10	56,82±1,14	

Примечание. Сумма нормировочная равна 100%. Содержание кислорода составляет 36,95.

дельных частиц (табл. 1) и усредненный состав по 15 частицам был установлен с помощью энергодисперсионного анализа по программе "Восток" [2]. Исследования, выполненные методом рентгеноэлектронной спектроскопии, показали наличие двух форм марганца с соотношением Mn^{3+}/Mn^{4+} , равным 0,15–0,2/1 (данные Ю.П. Дикова).

Важно отметить, что электронограммы изучаемой фазы (см. фиг. 4, в, г) представляют собой суперпозицию двух строго ориентированных друг относительно друга гексагональных сеток рефлексов, характеризующих две несоразмерных в плоскости (001) компоненты структуры смешанослойного соединения.

Следовательно, данные микродифракции электронов позволяют сделать вывод о том, что структура этого смешанослойного соединения является гибридной, состоящей из несоразмерных в плоскости (001) неупорядоченно чередующихся вдоль оси с пакетов двух типов, и может быть охарактеризована базисными параметрами двух гексагональных подрешеток. Значения этих параметров (a_0) по данным расчета электронограмм равны 2,83 и 2,92 Å.

Анализ электронограмм (см. фиг. 4, в, г) показывает, что интенсивность отражений 110 двух подрешеток близка, что свидетельствует о приблизительно одинаковом вкладе в них разных структурных фрагментов данного смешанослойного соединения. Отражение же с индексами 100 двух подрешеток резко различны по интенсивности: ближе расположенный к центру электронограммы рефлекс 100 подрешетки с $a = 2,92$ Å (подрешетка I) в несколько раз слабее отражения 100 подрешетки с $a = 2,83$ Å (подрешетка II). Параметр $a = 2,83$ Å подрешетки II и отношение интенсивностей характеризующих ее рефлексов 100 и 110 (I_{100}/I_{110}), приблизительно равное 0,5–0,6, отвечает бузериту (бёрнесситу) [5], в котором слои заселены Mn^{4+} .

Параметр $a = 2,92$ Å подрешетки и отношение интенсивностей ее отражений 100 и 110 (I_{100}/I_{110}), приблизительно равное 1/6, согласуются, во-первых, с представлением о том, что октаэдры слоев структуры, описываемые данной под-

Таблица 2

Дифракционные характеристики, рассчитанные для моделей смешанослойных структур с различным содержанием пакетов 7,0 и 9,3 Å (W_A) и (W_B)

$W_A : W_B$			
0,3	0,7	0,35	0,65
d	I	d	I
8,58	86	8,45	100
4,7	100	4,7	94
3,19	4	3,2	4

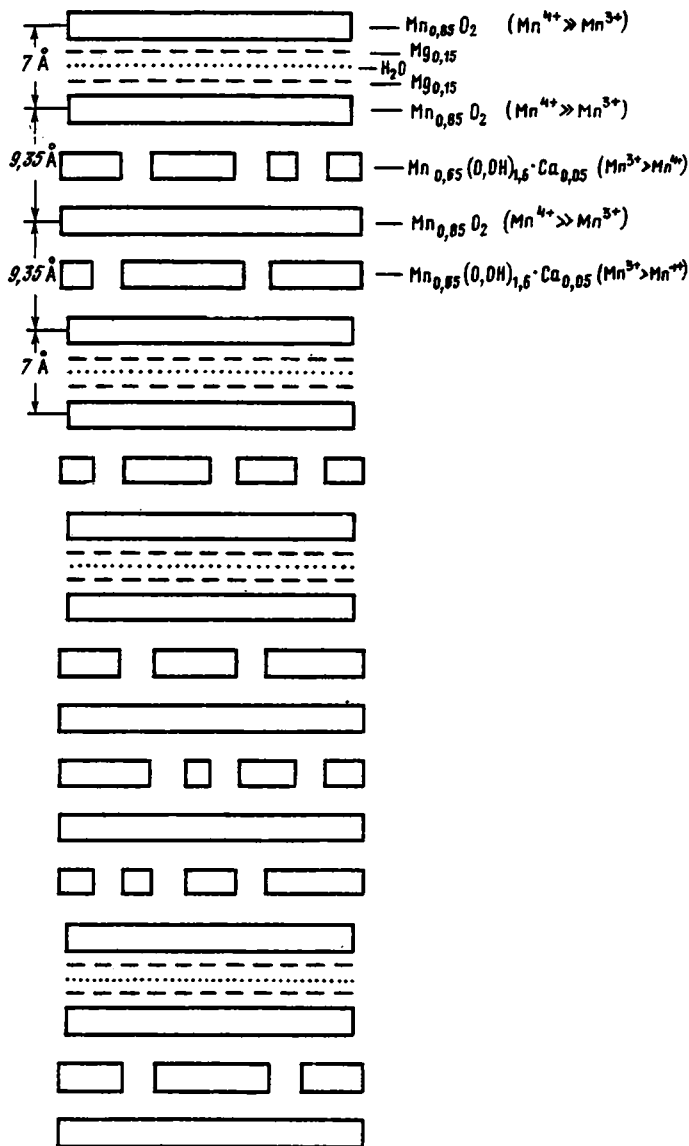
Таблица 3

Дифракционные характеристики, экспериментально определенные по электронограммам от отдельных чешуек $Mn^{4+}-Mn^{3+}$ смешанослойного образования с несоизмеримыми слоями

Номер частицы	d , Å	I	d , Å	I	d , Å	I
1	8,60	90	4,62	100	3,2	8
2	8,4	100	4,60	90	3,15	7
3	8,5	100	4,7	100	3,2	8
4	8,45	100	4,67	90	3,2	10
5	8,4	100	4,67	80	3,2	7
6	8,45	100	4,64	100	3,2	10
7	8,4	100	4,63	90	3,2	10

решеткой, заселены более крупными катионами (Mn^{3+}) и, во-вторых, по-видимому, указывают на дефектность (островковость) указанных слоев. Действительно, расчеты, проведенные по формуле $\Phi_{hk0}^2 = \Phi_{hk0}^2 \cdot d_{hk0}$, где Φ_{hk0} – структурный фактор, d_{hk0} – межплоскостное расстояние анализируемого рефлекса, показали, что качественное согласие с экспериментальными данными для подрешетки I ($I_{100}/I_{110} \approx 1/6$) получается для асболоновых пакетов, у которых островковые слои имеют состав $Mn_{0,66}(O, OH)_{1,6}$. С островковостью этих слоев согласуется и тот факт, что межплоскостное расстояние второго базального рефлекса уменьшается от 4,85 до 4,65 Å (см. фиг. 3, табл. 2, 3). Этот эффект объясняется некоторым уменьшением толщины асболоновых пакетов от 9,7 до 9,3 Å из-за удаления из островковых слоев молекул H_2O , координирующих Ca, находящийся между островками [5].

Таким образом, модель структуры изучаемой Mn-фазы можно представить состоящей из неупорядоченно чередующихся в направлении оси c в разных соотношениях асболо- и бузеритоподобных (в вакууме бернесситоподобных) пакетов, имеющих разную периодичность в плоскости (001). Схема такой модели показана на фиг. 5. Октаэдрические слои $Mn_{0,66}O_2$ бузеритоподобных пакетов заселены катионами Mn^{4+} , что подтверждается распределением интенсивностей и положением рефлексов 100 и 110, характеризующих подрешетку II. Асболоновые пакеты, состоящие из двумернонепрерывных октаэдрических слоев $Mn_{0,66}O_2$ и примыкающих к ним островковых $Mn_{0,66}(O, OH)_{1,6}$ слоев, имеют параметр $a_0 = 2,92$ Å. Его значение является промежуточным между значениями параметров a , характеризующих октаэдрические слои, содержащие катионы Mn^{3+} ($a_0 = 3,05$ Å) и Mn^{4+} ($a_0 = 2,83$ Å). По этой причине можно предположить, что



Фиг. 5. Схема чередований несоразмерных пакетов в структуре новой разновидности асболоан-бузерита (в вакууме)

двумернонепрерывные и островковые слои асболоановых пакетов содержат как Mn^{4+} , так и Mn^{3+} . При этом не исключается возможность того, что катионы Mn^{3+} преобладают в островковых, а Mn^{4+} в двумернонепрерывных слоях. В таком случае в результате взаимного приспособления островковых Mn^{3+} -слоев и находящихся непосредственно между ними двумерно-непрерывных Mn^{4+} -октаэдрических слоев базисные размеры первых несколько уменьшаются, а вторых — увеличиваются. В результате общий параметр a асболоаноподобной составляющей будет равен $2,92 \text{ \AA}$. Во-вторых, на необходимость взаимного приспособления рассмотренных слоев указывает, как показали расчеты, и тот факт, что только одни дефектные слои не могут обеспечить интенсивность рефлекса

110 подрешетки I, примерно равную интенсивности отражения 110 подрешетки II.

Для обоснования описанной модели смешанослойной структуры (см. фиг. 5) по методу В.А. Прица и Б.А. Сахарова [1] были рассчитаны ее дифракционные характеристики (межплоскостные расстояния и интенсивности базальных рефлексов) и проведены сравнения с экспериментальными данными, полученными из электронограмм.

Относительные z -координаты атомов для асболан- и бёрнесситоподобных пакетов заимствованы из работ [3, 4]. Из сравнения данных, приведенных в табл. 2 и 3, видно, что экспериментальные дифракционные данные, полученные для семи частиц, находятся в достаточно хорошем согласии с расчетными данными для моделей структур с отношением неупорядоченно чередующихся бёрнессит- (W_A) и асболаноподобных (W_B) пакетов, лежащим в диапазоне $0,3 : 0,7 - 0,35 : 0,65$. Достаточно хорошее согласие с рентгеновскими данными образца, находящегося в естественном состоянии, были получены для модели структуры с соотношением пакетов $W_A : W_B \approx 0,35 : 0,65$. Из рассмотрения следует, что изученная фаза является новой разновидностью широко распространенного в океанических осадках асболан-бузерита [5]. В отличие от последнего новую разновидность целесообразно называть $Mn^{4+}-Mn^{3+}$ -асболан-бузеритом.

В образцах океанического склона Центрально-Американского желоба Тихого океана (ст. 82-105), поднятых в 8-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" в 1989 г., обнаружена и детально изучена комплексом методов (рентгеноструктурный анализ, микродифракция электронов в сочетании с энергодисперсионным анализом и др.) новая структурная разновидность неупорядоченного смешанослойного минерала асболан-бузерита с несоразмерными $Mn^{4+}-Mn^{3+}$ -слоями. Данная фаза дифракционно характеризуется аномально большими и одинаковыми значениями интенсивностей двух первых порядков базальных отражений. Модель структуры этой фазы составляют двумерно-непрерывные октаэдрические слои $Mn_{0,85}O_2$ с неупорядоченным распределением пустых октаэдров и с межслоями двух типов: бузерит- (в вакууме бёрнесситоподобными) и асболаноподобными. В первых из них катионы Mg располагаются над и под пустыми октаэдрами и координируются со стороны межслоевого промежутка молекулами H_2O . Во вторых размещаются островковые $Mn_{0,6} (O, OH)_{1,6}$ -слои. Соотношение асболан- и бузеритоподобных пакетов в структуре составляет $\sim 0,35 : 0,65$.

Образование данной фазы связано с диагенетическими процессами, вероятно, при участии микроорганизмов.

Список литературы

1. Приц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
2. Мохоев А.В. Метод анализа минералов в просвечивающем электронном микроскопе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 99–104.
3. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Рудницкая Е.С., Сивцов А.В. Характеристика бёрнесситов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 9. С. 67–76.
4. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Витовская И.В. и др. Кристаллохимическая природа $Co - Ni$ -асболана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 9. С. 108–120.
5. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Приц В.А. Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1989.
6. Штеренберг Л.Е., Зеерев В.П., Лаверушин В.Ю. и др. Карбонаты марганца в осадках Центрально-Американского желоба (поднятие Эль-Гордо) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 9. С. 101–110.
7. Bonatti E., Kraemer T., Rydell H. Classification and Genesis Iron-Manganese Deposits / Ed. D.R. Horn "Ferromanganese Deposits on the ocean floor". Wash.: Nat. Sci. Found., 1972. P. 149–166.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
1. VI. 1992

УДК 553.329:550.4(470.6)

© 1993 Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В.

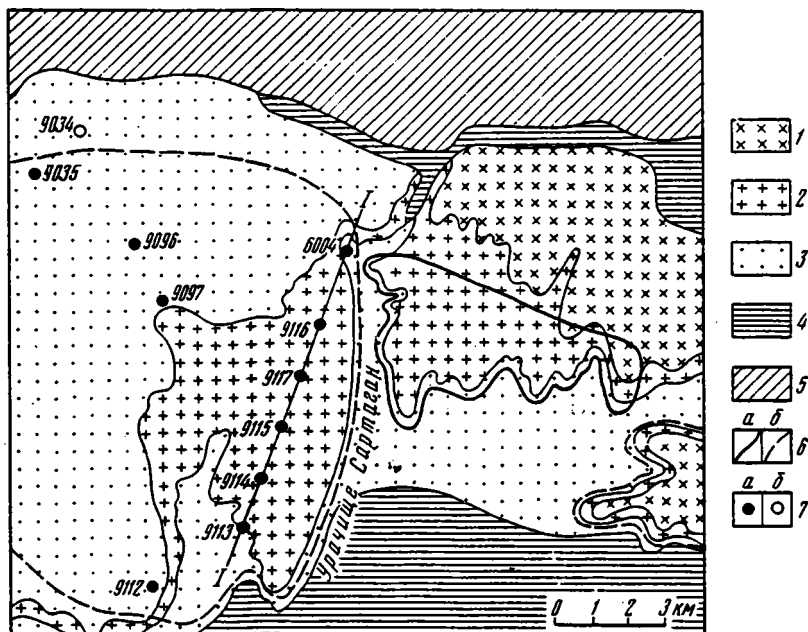
**К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ КАРБОНАТНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ
РУД МАНГЫШЛАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА
УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА)**

На основе полученных изотопных данных карбонатов, входящих в состав марганцеворудной толщи на западной периферии Мангышлакского месторождения марганца, установлено, что образование карбонатов Mn связано исключительно с диагенетическим процессом, в то время как карбонаты Ca, содержащиеся во вмещающих породах, являются морскими осадочными, частично измененными процессами катагенеза.

В результате проведенного нами ранее [4] изучения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных марганцевых рудах Мангышлакского месторождения было установлено, что эти руды имеют диагенетическое происхождение. Последующие процессы катагенеза в пределах этого месторождения привели только лишь к разубоживанию (выщелачиванию Mn) исходных диагенетических Mn-содержащих карбонатов. Никаких изотопных признаков карбонатного марганцеворудного образования на постдиагенетическом этапе развития отложений в пределах изученного месторождения не отмечается. Эти данные заставляют по-новому подойти к рассмотрению существующих точек зрения о происхождении карбонатных марганцевых руд, заключенных в осадочных породах. Однако до сих пор неясен вопрос: имеются ли в пределах осадочных месторождений марганца собственно осадочные карбонаты Mn, т.е. те, которые выпали в осадок непосредственно из толщи воды хемогенным или органогенным путем, или же все эти карбонаты образовались на стадии диагенеза. Нам казалось, что ответ на этот вопрос можно получить, изучив карбонатный материал, развитый в периферических частях Mn-месторождений (зона выклинивания рудной толщи), — здесь процессы рудогенеза носят рудиментарный, зачаточный характер и диагенез проявлен значительно слабее, чем в зонах с наибольшими мощностями рудного горизонта и соответственно максимальными скоплениями Mn-руды. В таких зонах в составе терригенно-осадочных пород можно найти также карбонатное вещество разных генераций. Классическим примером в этом отношении, по нашему мнению, может служить Мангышлакское месторождение Mn.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОБ

Для решения поставленной задачи были отобраны пробы из керна скважин по буровому профилю I-I, пройденных Мангышлакской ГРП в 1981 г. (фиг. 1). Эти скважины были заложены с целью прослеживания марганцевых руд к западу от Мангышлакского месторождения. Протяженность профиля составляла 8,5 км, а

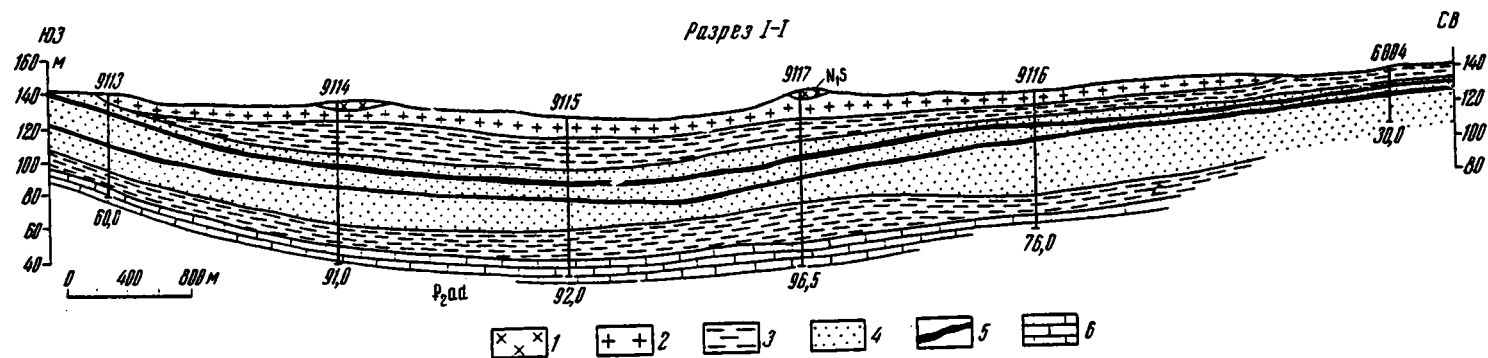


Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района Мангышлакского марганцевого месторождения (фрагмент карты, составленный В.И. Лобжанидзе, 1983, с изменениями Ж.В. Домбровской)

1 — верхний миоцен, сарматский ярус (N_1s): ракушечные известняки, мергели, глины, в основании конгломераты; 2 — средний миоцен, тортонский ярус, караганский и конский горизонты ($N_1tkr + kn$) глины известковые, песчаники, мергели, конгломераты; 3 — олигоцен, кенджагинская, куюлусская и узунбасская свиты, нерасчлененные (P_3): глины, алевроиты, пески, марганцесодержащие прослои; 4 — эоцен и палеоцен, нерасчлененные ($P_1 + P_2$) известняки органогенные, мергели, песчаники; 5 — мел, датский ярус (K_2d): известняки органогенно-дитритусовые, мел; 6 — контуры продуктивных пачек (а — Мангышлакское месторождение, б — площади, обогащенные марганцем, за пределами месторождения); 7 — буровые скважины (а — рудные, б — безрудные)

глубина заложения скважин 30–96 м. В результате буровых работ были вскрыты неогеновые и палеогеновые отложения, выполняющие мульдообразную впадину, являющуюся частью Чакрыганской синклинали (фиг. 2). Наблюдается следующее строение осадочной толщи (снизу вверх по разрезу): 1) известняки белые мелоподобные органогенные, адаевская свита (P_{2ad}); 2) глины и песчано-глинистые отложения мощностью ≈ 25 м, узунбасская свита (P_{2uz}); 3) карбонатно-глинисто-алевритовые отложения мощностью ≈ 30 м со стяжениями карбонатной марганцевой руды, куюлусская свита (P_{2kl}); 4) глины серые и темно-серые мощностью ≈ 20 м, кенджагинская свита (P_{2kn}); 5) глины и мергели мощностью ≈ 10 м с прослоями известняков, тортонский ярус (N_1t). Марганцевые руды приурочены к карбонатсодержащим отложениям куюлусской свиты. Подстилающие отложения узунбасской и перекрывающие — кенджагинской свит в изученном профиле бескарбонатные, поэтому изотопные исследования проведены только в породах куюлусской свиты.

Куюлусская рудоносная свита представлена карбонатно-терригенными породами светло-серой и голубовато-серой окраски. Переход от нижележащих пород узунбасской свиты постепенный. Вверх по разрезу увеличивается доля кластогенного материала, появляется карбонатный и одновременно меняется



Фиг. 2. Геолого-литологический разрез по профилю I-I (составлен Ж.В. Домбровской по материалам Мангышлакской ГРЭ)
 1 — ракушечные известняки (N₁); 2—4 — отложения (2 — глинисто-карбонатные, 3 — глинистые, 4 — песчано-алевролитовые); 5 — горизонты, содержащие марганцевородные карбонатные стяжения; 6 — известняки мелоподобные (P_{2ad})

окраска пород в сторону осветления. Границу между свитами провести трудно, поэтому часто их объединяют. Характерная черта пород куюлусской свиты – почти полное отсутствие сортировки их материала. Соотношение глинистого, кластогенного и карбонатного материалов меняется в широком диапазоне. Это обусловило наличие в составе пород свиты богатого спектра литологических разностей: хлидолиты, супеси, суглинки, мергели и др. Эти породы вмещают карбонатные марганцевые стяжения размером от 0,5 мм до 15 см.

Наблюдается небольшая дифференциация осадочного материала по профилю. Отношение обломочного песчано-алевритового материала к карбонатно-глинистому в "северной" группе скважин (9116–9117–1915) составляет обычно более единицы, достигая девяти, тогда как в скв. 9114–9113 это отношение падает до единицы. В целом же необходимо отметить весьма плохую сортировку материала как в вертикальном разрезе куюлусской свиты, так и по площади. По гранулометрическому составу породы куюлусской свиты могут быть отнесены к категории илов.

Минеральный состав всех гранулометрических типов пород куюлусской свиты идентичен, различия заключаются лишь в количественном содержании обломочной, глинистой и карбонатной, составляющих.

Обломочные минералы представлены в основном кварцем, полевыми шпатами и слюдами. Кварц встречается во всех пробах и резко преобладает над другими минералами. Полевые шпаты содержатся во всех пробах, но в значительно меньшем количестве, чем кварц. Судя по глифам и значениям $d_{040} = 3,18-3,26 \text{ \AA}$ на рентгенограммах, полевые шпаты представлены несколькими разновидностями, а также их смесями. Слюды различной окраски встречаются почти во всех пробах в виде хорошо образованных сростков пластинчатых кристаллов (стопок). На дифрактограммах они имеют острые хорошо выраженные основные рефлексы, свидетельствующие о совершенстве их структуры. Рефлексы слюд d_{001} и d_{002} часто осложнены дополнительными остановками, что указывает на сложный состав слюдистого материала. Одним из постоянно присутствующих минералов является глауконит, который в отличие от остальных слюд является аутигенным минералом. Среди других минералов в породах куюлусской свиты можно выделить яснокристаллические, к которым относятся пирит, галит, сильвин и цеолиты и скрытокристаллические – карбонаты и глинистые минералы. В породах содержится также органическое вещество, представленное обугленными растительными остатками. Кроме этого, встречаются раковины моллюсков, фораминиферы, иглы спонголитов, чешуя и, реже, костные остатки рыб. Пирит часто образует фитоморфозы и так же, как галит, сильвин и цеолиты, является вторичным образованием.

Глинистая фракция представлена смесью монтмориллонита и каолинита. В виде небольшой примеси присутствует хлорит.

В составе куюлусской свиты по буровому профилю 9113–9116 вскрыто два горизонта карбонатных марганцевых конкреций. Верхний горизонт мощностью до 3 м выходит на дневную поверхность по краям мульды, а в центральной части ее погружается до глубины 42 м (скв. 9115). Нижний горизонт мощностью до 2 м по краям мульды встречен на глубине 20–25 м и в центральной ее части (скв. 9114) погружается до глубины 50–52 м. Насыщенность рудных горизонтов конкрециями различная, но в целом невысокая, и составляет 10–20%. В междурудных слоях также встречаются отдельные конкреции. Горизонты кальцитовых конкреций, характерные для нижних частей разреза куюлусской свиты в пределах самого Мангышлакского месторождения [4], на описываемой площади отсутствуют. Содержание оксидов марганца в породах верхнего горизонта составляет 0,5–3,30%, нижнего – 0,5–1,87%, и только в стяжениях увеличивается до 25–33% (табл. 1).

Химический состав (мас. %) карбонатных марганцевых (16-1п; 16-4п; 16-5п; 17-4п), вмещающих их отложений кумулусской свиты (13-7; 13-9; 14-5р; 16-6р; 17-4р) и известняков адаевской свиты (13-1)

Таблица 1

Компоненты	16-1п	16-4п	16-5п	17-4п	13-7	13-9	14-5р	16-4р	16-6р	17-4р	13-1
SiO ₂	18,08	Не опр.	15,21	10,75	51,69	49,45	52,94	41,16	55,80	53,43	14,37
TiO ₂	Не опр.	"	Не опр.		0,69	0,71	0,61	0,55	0,71	0,66	0,23
Al ₂ O ₃	3,37	"	2,83	2,31	13,55	15,05	13,05	11,68	15,14	14,10	5,13
Fe ₂ O ₃	2,68	"	2,00	2,23	4,92	6,39	4,54	5,63	5,54	5,25	1,56
FeO					3,70	0,14	0,80	0,29	0,92	0,79	
MnO	24,92	26,94	29,47	32,90	0,45	0,58	4,08	9,18	0,50	2,93	0,39
MgO	2,23	Не опр.	1,97	2,02	4,09	3,01	2,98	3,03	3,62	3,52	1,37
CaO	14,05	"	13,10	12,49	2,86	7,17	3,33	5,96	2,54	2,24	39,87
P ₂ O ₅	0,59	"	0,29	0,47	0,17	0,13	0,19	0,22	0,18	0,25	0,30
Na ₂ O	1,22	"	0,81	0,67	1,04	1,07	1,01	0,71	1,11	1,01	Не опр.
K ₂ O	0,96	"	0,78	0,61	2,84	3,04	2,71	2,12	3,08	2,85	"
H ₂ O ⁺	Не опр.	"	Не опр.		3,59	4,74	4,74	4,86	4,26	4,42	"
H ₂ O ⁻	"	"	"	"	1,88	2,23	2,70	3,30	3,68	3,56	"
CO ₂	28,55	37,50	30,60	32,50	6,60	5,35	3,75	10,40	2,60	2,95	33,30
C _{орг}	Нет	Не опр.	Нет				0,58	0,29	0,30	0,63	Не опр.
Сумма	96,65	—	97,06	96,95	98,07	99,06	98,07	99,38	99,98	98,59	—
MnCO ₃	40,37	43,64	47,74	52,97	0,73	0,94	6,61	14,87	0,81	4,75	0,63
CaCO ₃	25,74	Не опр.	23,41	22,95	3,67	11,38	4,51	9,22	3,10	2,56	71,37
MgCO ₃	—	"	1,91	1,34	2,50	—	—	—	1,51	—	2,88
FeCO ₃	3,64	"	3,33	3,86	5,96	—	—	—	—	—	—
Сумма	69,75	75,00	76,35	81,12	12,85	12,32	11,12	24,09	5,42	7,31	74,88
Mn-апатит	2,79	Не опр.	0,68	0,99	0,38	0,29	0,43	0,50	0,41	0,56	—

Аналитики: М.И. Степанец, С.П. Гордеева, Г.А. Грановская, (ГИН АН СССР).

**Изотопный состав углерода и кислорода карбонатных руд и пород
западной периферии Мангышлакского месторождения марганца**

Номер анализа	Номер образца	Содержание, вес. %		Кальцит		Mn-карбонаты	
		Mn	Ca	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
I. Карбонатные Mn-рудные стяжения							
2988	14-5п	n^+	n/n^+	-6,1	30,2	-6,0	30,5
2888	14-6п	n^+	n^+	-5,9	28,7	-5,6	29,3
2987	16-1п	24,92	14,05	-5,5	30,3	-6,4	30,3
2900	16-4п	26,94		-5,1	30,2	-5,0	30,2
2991	16-5п	29,47	13,10	-6,5	30,4	-6,9	30,5
2901	16-6п	n^-	n^-	-6,9	27,3	-7,0	30,1
2891	17-4п	32,90	12,49	-7,2	31,2	-7,1	30,6
II. Рыхлый Mn-содержащий карбонат из пород, вмещающих Mn-рудные карбонатные стяжения							
2880	13-7	0,45	2,86	-5,9	29,9	-4,6	26,2
2877	14-3р	n	n^-/n	-7,3	30,1	-4,9	28,5
2986	14-5р	4,08	3,33	-	-	-5,0	32,1
2887	14-6р	n	n^-/n	-6,7	29,3	-	-
2890	16-4р	9,18	5,96	-7,1	30,0	-6,8	31,3
2902	16-6р	0,50	2,54	-8,4	26,1	-7,2	28,4
2993	17-4р	2,93	2,24	-6,6	28,0	-	-
III. Рыхлый карбонат из меж- и подрудных слоев куюлусской свиты							
2881	13-8	0,3	n^-	-1,7	26,4	-	-
2884	13-9	0,58	7,17	+0,5	27,3	-	-
2899	14-9	$0, n^-$	n^-/n	-0,1	24,8	-	-
2892	17-3	$0, n^-$	n^-/n	-0,3	24,2	-	-
2624a	17-5	$0,0 n^+$	n^-	-0,8	27,6	-	-
2895	17-7	0,3	n^-/n	+1,2	30,4	-	-
2684б	17-8	$0, n^-$	n	0	27,1	-	-
IV. Известняк подрудный (эоценовый)							
2623	13-1	0,39	39,87	+1,4	27,9	-	-
2896	17-10	$0, n^-$	n^+	+2,2	29,7	-	-
2897	17-12	$0, n^+$	n^+	+1,8	30,4	-	-

Примечание. п — карбонат из плотных стяжений; р — тонкодисперсный карбонат из рыхлых вмещающих пород. Содержания Mn и Ca приведены по данным химических (М.И. Степанец, Г.А. Грановская) и полуколичественных спектральных (А.И. Галудзина, О.С. Зайцева) анализов: n^- = 1–3; n = 4–6; n^+ = 6%.

Для изотопных исследований был отобран каменный материал из рудной толщи, охватывающий разные петрографические и генетические разновидности карбонатов (табл. 2). Были выделены следующие группы: 1) плотные карбонатные Mn-рудные стяжения, 2) рыхлый карбонатный материал из вмещающих их пород, 3) карбонаты из безрудных слоев рудной толщи. Для сравнения и контроля были также проанализированы известняки из нижележащей адаевской свиты эоцена.

I. Карбонатные Mn-рудные стяжения размером от 0,1 мм до 7–10 см обычно представлены образованиями неправильной формы с кавернозной поверхностью. Причем форма наиболее мелких из них приближается к округлой.

Окраска стяжений серая до темно-серой, часто с поверхности осветлены. Они содержат обломочные минералы, идентичные содержащимся во вмещающей породе — преимущественно, кварц и полевые шпаты, реже встречаются слюды и цеолиты. Глинистые минералы отсутствуют, что свидетельствует, по-видимому, о полном замещении их карбонатами.

В карбонатных стяжениях, по данным пересчетов химических анализов, содержание карбонатов 70–90% (см. табл. 1). Они представлены смесью минералов изоморфного ряда кальцит–родохрозит. Об этом свидетельствуют как высокие содержания Са и Мп, так и широкие эндозэффекты в области 500–880°C на термограммах и несколько систем линий на рентгенограммах, характерных карбонатным минералам. Обычно это члены правой части изоморфного ряда кальцит–родохрозит, т.е. кальциевые родохрозиты с переменным количеством $MnCO_3$ (43–100%), но встречаются и манганокальциты с содержанием $MnCO_3$ 20–50%.

II. Рыхлый карбонатный материал из пород куюлусской свиты, вмещающих карбонатные Мп-рудные стяжения, находится в тесной смеси с глинистым, в котором он равномерно рассеян и образует уплотнения, переходящие участками в стяжения. Карбонатно-глинистый материал вмещает обломочные зерна преимущественно алевритовой размерности. Содержание карбонатного материала во вмещающих породах составляет от 5 до 24% (см. табл. 1). Данные химических и спектральных анализов показали, что рыхлый карбонатный материал, входящий в состав указанных двух рудных горизонтов, является марганецсодержащим. Марганцеворудные карбонаты слагаются смесью минералов изоморфного ряда кальцит–родохрозит (см. табл. 1, 2). На дифрактограммах фракций менее 0,01 мм имеются несколько систем линий, свойственных членам этого изоморфного ряда ($d_{10\bar{1}4} = 3,03, 2,994, 2,938, 2,866 \text{ \AA}$). На термических кривых вмещающих пород наблюдаются эндозэффекты глинистых минералов при 100 и 550°C и широкий эндозэффект с несколькими остановками в области 550–750°C, который также характерен для минералов изоморфного ряда родохрозит–кальцит.

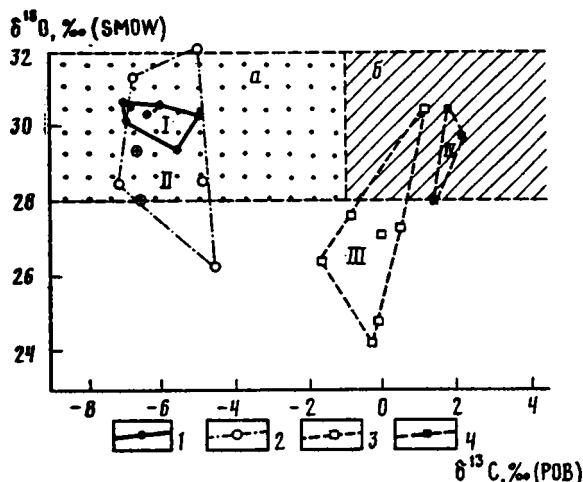
III. Рыхлый карбонатный материал из меж- и подрудных слоев куюлусской свиты. Породы куюлусской свиты за пределами рудных слоев содержат также карбонатный материал, однако содержание Мп в нем составляет десятые доли процента (см. табл. 2, группа III), что хотя и превышает кларковые значения Мп для этого типа пород, но не образует рудных концентраций. Основным компонентом этих карбонатов является кальцит.

IV. Позднеэоценовые мелоподобные (пелитоморфные) известняки белого и розоватого цветов. Они известны под названием "белоглинки" и широко распространены не только в Западном Казахстане, но и в Предкавказье и служат хорошим маркирующим горизонтом. Эти известняки часто содержат примесь глинистого и алевритового материалов и переходят в мергели. В изученном разрезе в породах резко преобладает карбонатная составляющая (см. табл. 1, обр. 13-1).

На дифрактограммах изученных образцов, кроме интенсивных отражений, свойственных кальциту, имеются отражения слабой интенсивности, присущие кварцу, галиту и монтмориллониту. На термограммах присутствует глубокий эндозэффект при 860°C, указывающий на кальцитовый состав породы. Содержание кальцита, по данным пересчета химического анализа, составляет около 75%.

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Подготовка проб к масс-спектральному анализу проводилась путем ступенчатого разложения образцов в ортофосфорной кислоте по стандартной методике, описанной в работе [4]. Погрешность измерения параллельных опытов составляет $\pm 0,25\%$.



Фиг. 3. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатного вещества из пород западной периферии Мангышлакского месторождения марганца

1 — карбонатные Мп-рудные стяжения (поле I); 2 — рыхлый Мп-содержащий карбонат из пород, вмещающих Мп-рудные карбонатные стяжения (поле II); 3 — рыхлый карбонат из меж- и подрудных слоев куюлусской свиты (поле III); 4 — подрудные (зоценовые) известняки (поле IV)

Все результаты изотопных анализов приведены в табл. 2 и показаны на графике (фиг. 3). Из них следует, что изученные породы характеризуются широким спектром изотопных отношений; а выделенные нами группы карбонатного вещества по изотопным характеристикам в целом достаточно существенно отличаются друг от друга.

Наиболее легким изотопным составом углерода и кислорода характеризуется Мп-содержащий карбонат рудных стяжений. Значение $\delta^{13}\text{C}$ в них варьирует от $-7,1$ до $-5,0\%$, а $\delta^{18}\text{O}$ — от $29,3$ до $30,6\%$.

Близкий изотопный состав имеет также Мп-содержащий рыхлый карбонат из пород, вмещающих Мп-рудные стяжения: $\delta^{13}\text{C}$ в них меняется от $-7,2$ до $-4,6\%$, а $\delta^{18}\text{O}$ — от $26,2$ до $32,1\%$.

Кальциты, входящие в состав Мп-рудных стяжений и рыхлых карбонатов вмещающих пород, по изотопному составу принципиально не отличаются от сосуществующих Мп-содержащих карбонатов: $\delta^{13}\text{C}$ для стяжений меняется от $-7,2$ до $-5,5\%$, а для рыхлых карбонатов — от $-8,4$ до $-5,9\%$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ для кальцитов этих групп соответственно меняются от $27,3$ до $31,2\%$ и от $26,1$ до $30,1\%$.

Наиболее высокие значения изотопного состава углерода и кислорода характерны для морских осадочных известняков эоценового возраста. Предел вариаций величин $\delta^{13}\text{C}$ в них составляет от $1,4$ до $2,2\%$, а $\delta^{18}\text{O}$ — от $27,9$ до $30,4\%$.

И наконец, рыхлое карбонатное вещество меж- и подрудных слоев куюлусской свиты, характеризующееся низкими содержаниями по изотопным характеристикам занимает промежуточное положение: $\delta^{13}\text{C}$ в них меняется от $-1,7$ до $1,2\%$, а $\delta^{18}\text{O}$ — от $24,2$ до $30,4\%$.

Анализ полученных изотопных данных позволяет выявить важную особенность. Она заключается в том, что все пробы карбонатов, содержащие повышенные концентрации Мп, всегда обогащены легким изотопом ^{12}C по сравнению с тем, которые не концентрируют этот элемент. Причем Мп-содержащие карбона-

ты по изотопному составу углерода также существенно отличаются и от карбонатов нормально-осадочного морского происхождения в сторону более низких величин $\delta^{13}\text{C}$.

Эти данные позволяют считать, что изученные карбонаты в момент своего образования не находились в изотопном равновесии с углеродом растворенного бикарбоната морской воды олигоценового палеобассейна.

В то же время изотопный состав кислорода Mn-содержащих карбонатов характеризуется высокими величинами $\delta^{18}\text{O}$, аналогичными нормально-осадочным морским карбонатам. Это свидетельствует об их образовании в изотопно-равновесных условиях по кислороду с бикарбонатом морской воды и соответственно с кислородом самой морской воды.

Таким образом, полученные изотопные данные позволяют утверждать, что Mn-содержащие карбонаты зоны выклинивания Мангышлакского месторождения как в стяжениях, так и рассеянные в породе, имеют одинаковое происхождение и были образованы в осадке на стадии диагенеза при активном участии изотопно легкой углекислоты органического происхождения. При этом собственно осадочных карбонатов, характеризующихся повышенными концентрациями Mn, т.е. таких, которые выпали осадочным путем (хемогенным, органо-генным) непосредственно из толщи воды, и находящихся в изотопном равновесии по углероду и кислороду с бикарбонатом наддонной морской воды, в пределах Мангышлакского месторождения (как в зоне выклинивания, так и в пределах рудного тела) установить не удалось.

Характерно также и то обстоятельство, что изотопный состав углерода Mn-содержащих карбонатов не зависит от формы локализации карбоната в породе (стяжения, рассеянное вещество), хотя при этом диапазон вариаций величин $\delta^{18}\text{O}$ для рассеянного карбонатного вещества несколько шире, чем в стяжениях. Эти данные свидетельствуют о том, что в процессе концентрирования (стягивания) рассеянного в терригенной толще Mn-содержащего карбоната в желваки не происходило изменения исходного изотопного состава углерода. При этом исходный изотопный состав кислорода рыхлых карбонатов, характеризующихся изначально более широким диапазоном вариаций величин $\delta^{18}\text{O}$, в процессе образования желваков незначительно изменялся и приобретал более выдержанный изотопный состав в силу, по-видимому, более устойчивых физико-химических условий внутри осадка в момент их образования.

Полученные в настоящей работе изотопные данные и выводы хорошо согласуются с имеющимися изотопными данными для карбонатных Mn-руд как самого Мангышлакского месторождения [4], так и других марганцевых месторождений и проявлений: Безмошицкого (Северное Предтиманье) [2], Никопольского [3] и Чиатурского [1]). В указанных работах авторами были детально рассмотрены способ образования и источники углекислого вещества рудных стяжений. Эти рассуждения верны и при интерпретации изотопных данных, обсуждаемых в настоящей работе.

Рассеянный рыхлый карбонат из междурудных и подрудных пород с низкими содержаниями Mn (группа III) по изотопным характеристикам располагается в правой части графика (см. фиг. 3). Изотопный состав углерода в кальцитах этих пород достаточно выдержан и характеризуется высокими величинами $\delta^{13}\text{C}$, свойственными углероду осадочных карбонатов морского происхождения (группа IV). В то же время изотопный состав кислорода в них варьирует в широких пределах и характерен для карбонатов разных генетических групп. Так, пробы, характеризующиеся наиболее высокими величинами $\delta^{18}\text{O}$ (28–30‰), соответствуют морским осадочным карбонатам. Можно считать, что рассеянное карбонатное вещество с такими изотопными характеристиками (обр. 17-7) образовалось осадочным путем в момент формирования самой терригенной толщи непосредственно из толщи воды.

Другая часть проб рыхлых карбонатов из группы III характеризуется более низкими изотопными отношениями кислорода $\delta^{18}\text{O}$ (24–25‰). Это свидетельствует о том, что такое карбонатное вещество было образовано, по-видимому, на стадии катагенеза при участии вод метеорного происхождения [3, 4]. Основываясь на полученных изотопных данных, можно полагать, что изотопный состав углерода углекислоты растворов, принимавших участие в образовании этих карбонатных выделений (группа III), по сравнению с углекислотой осадочных карбонатов характеризовался более низкими (–2–0‰) величинами $\delta^{13}\text{C}$.

Изложенный выше материал позволяет судить о том, что в составе пород зоны выклинивания рудной толщи карбонатное вещество представлено разными генетическими группами: 1) морскими осадочными, 2) диагенетическими и 3) поздними катагенетическими выделениями. В связи с этим можно полагать, что наблюдаемый разброс изотопных отношений в пределах отдельных выделенных групп может быть частично обусловлен присутствием в пробах карбонатных выделений разного генезиса. Наиболее заметно это должно сказываться (что и отмечается) в породах с незначительной карбонатностью, т.е. в рыхлых породах с рассеянным карбонатом.

* * *

Таким образом, основываясь на приведенных здесь и ранее [4] изотопных данных, можно сделать следующие выводы:

1. Все Mn-содержащие карбонаты (как слагающие желваки, так и входящие в состав вмещающей рыхлой массы) в районе Мангышлакского месторождения марганца были образованы на стадии диагенеза при активном участии CO_2 органического происхождения.

2. Собственно осадочных Mn-содержащих карбонатов, т.е. таких, которые выпадали непосредственно из толщи воды хемогенным или органогенным путем, в пределах изученного месторождения не обнаружено.

3. Закономерности образования карбонатов Mn (с рудными и нерудными концентрациями), установленные для Мангышлакского месторождения, по-видимому, носят общий характер и применимы для других месторождений Mn, заключенных в терригенно-осадочных породах (Никопольское, Чиатурское, Безмошицкое, группа уральских месторождений и др.).

Список литературы

1. Кулешов В.Н. К вопросу о происхождении карбонатных марганцевых руд Чиатурского месторождения (по данным изотопного состава углерода, кислорода, серы) // Тез. докл. XII всесоюз. симпози. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1989. С. 118–119.
2. Кулешов В.Н., Горностай Б.А., Чопоров Д.Я. и др. Изотопный состав и происхождение карбонатных марганцевых руд Безмошицкого проявления на Северном Предтимање // Сов. геология. 1991. № 10. С. 34–39.
3. Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В. Изотопный состав и условия образования Никопольских карбонатных марганцевых руд // Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1988. С. 233–258.
4. Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В. Изотопный состав и происхождение карбонатных марганцевых руд Мангышлакского месторождения // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 2. С. 50–62.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
28. X 1991

УДК 552.14:552.57(477.6)

© 1993 Курило М.В.

СТАДИАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ПОРОДАХ УГЛЕННОЙ ФОРМАЦИИ ДОНБАССА

Установлено, что в породах зоны катагенеза жильные образования сложены кальцитом, пиритом, марказитом, баритом и диккитом. Начиная со стадии метакатагенеза в жилах повсеместно появляется кварц. В породах наблюдается последовательное преобразование сульфидов железа в ряду: мельникит — марказит — пирит — пирротин, происходит направленное изменение содержания ртути, свинца, цинка и уменьшение содержания битуминозных веществ. Эти явления имеют важное значение для расшифровки условий перераспределения вещества при постдиагенетических изменениях, установления стадий литогенеза и рудообразования.

Важной проблемой как в теоретическом, так и в практическом отношении является разработка надежных способов определения стадий постдиагенетических изменений осадочно-метаморфизованных толщ. Оценка вторичных изменений на основе стадийного анализа становится необходимой при любом геологическом прогнозе, связанном с осадочными породами. Круг вопросов, при решении которых используются результаты стадийного анализа, довольно широкий, особенно в угольной и нефтегазовой геологии, гидрогеологии и металлогении.

В основу выделения стадийных границ постдиагенетических изменений многими авторами [5, 7, 8, 12] положена интерпретация данных по изучению глинистых минералов, их ассоциаций, степени изменения терригенных компонентов, органического вещества и физико-механических свойств пород. Однако эти изменения не исчерпывают истории развития осадочных формаций. Процессы трансформации значительно шире и включают в себя воздействие на породы различных газосодержащих растворов, перераспределение рудо- и петрогенных элементов, что в ряде случаев может приводить к образованию месторождений полезных ископаемых.

Показательным примером в этом отношении является Донецкий бассейн, где в каменноугольных отложениях локализованы месторождения угля, нефти, газа и металлических полезных ископаемых (ртуть, полиметаллы и др.). Для предварительной оценки перспективных площадей на указанные полезные ископаемые и прогноза устойчивости пород в горных выработках в Донбассе детально разработана схема стадийности изменения пород [6], согласно которой граница между ката- и метакатагенезом отмечается в зоне перехода отощенно-спекающихся углей (стадия углефикации ОС) в тощие (стадия Т).

Поскольку ряд аутигенных минералов образуется в широком диапазоне температур и давлений при значительном влиянии временного фактора, а также из-за широкой вариации значений физико-механических свойств пород, выделение границ между отдельными стадиями иногда весьма условно. Поэтому для таких целей следует комплексно использовать данные по всевозможным превращениям и прежде всего по изменению состава и типоморфных особенностей аутигенных минералов трещин и пустот выполнения в породах. Такие образования сформировались при постдиагенетических изменениях в результа-

те перехода в осадок вещества из газодонных растворов. При этом сами газодонные растворы можно рассматривать как часть сложной системы порода – вода, изменяющейся вместе со стадийно изменяющимися породами [19, 20]. Аналогичным стадийным изменениям подвергаются и входящие в систему рудо- и петрогенные компоненты, знание подвижности – стабильности которых имеет важное значение при геохимических поисках и генетических построениях. Однако вопросы стадийных изменений состава и типоморфных особенностей жильных и вкрапленных минералов, а также распределение рудных и нерудных элементов очень слабо освещены в отечественной литературе. Настоящая работа является попыткой в некоторой степени восполнить этот пробел в исследованиях вещественного состава осадочных формаций.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННОГО РАЗРЕЗА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве объекта исследований выбраны отложения алмазной свиты (C_4^a) среднего карбона Донбасса в стратиграфическом интервале от известняка L_1 до угля I_4 . Свита достаточно широко развита на площади бассейна и интенсивно разведывается, поскольку содержит ряд угольных пластов рабочей мощности, которые разрабатываются многочисленными шахтами, что позволило собрать представительный каменный материал. В породах свиты можно наблюдать практически непрерывный ряд различных степеней постдиагенетических изменений, начиная от стадии раннего катагенеза и кончая стадией позднего метагенеза. Поскольку в Донбассе марочный состав углей учитывается прежде всего при прогнозно-разведочных работах, мы условно приравниваем изменения пород к степеням метаморфизма углей, выраженных их технологическими марками [2]. Участки опробования расположены на площади Донбасса таким образом, что составляют непрерывную цепь с последовательно возрастающей степенью метаморфизма углей от стадии углефикации БД–Д до стадии углефикации A_1 – A_{II} и находятся вдали от крупных разрывных нарушений, антиклинальных структур и рудных месторождений, чтобы исключить влияние наложенной минерализации, не связанной с процессами ката- и метагенеза.

Выбор указанного интервала для исследований обусловлен тем обстоятельством, что стратиграфический разрез L_1 – I_4 относится к первым трем группам циклов осадконакопления, близких между собой по ряду палеогеографических признаков [4]. От цикла к циклу и от группы циклов к группе здесь отмечаются сходные области суши, заливов, открытых частей моря, выдерживаются одинаковые направления речных долин, регрессий, трансгрессий и основные направления сноса. Таким образом, в период осадконакопления в начале среднего карбона условия формирования каждого конкретного пласта осадков на всей площади его распространения были довольно близкими. Следовательно, не только литологический состав, но и количество микроэлементов были примерно одинаковыми. Изменение первоначальных содержаний того или другого компонента в пласте могло произойти позднее в результате воздействия процессов постседиментационных изменений или привноса вещества глубинными растворами. Последний вариант в нашем случае отпадает, поскольку изученные участки расположены вдали от зон тектонических нарушений. Поэтому все изменения, которые будут зафиксированы в пласте, вызваны исключительно процессами вторичных изменений.

Изученный интервал представлен осадками полного цикла седиментации: известняк – аргиллит (глинистый сланец) – алевролит (песчаный сланец) – песчаник – уголь, которые циклически повторяются в разрезе. Все три основные разновидности пород (песчаники, алевролиты и аргиллиты) состоят из одного и того же обломочного материала, в составе которого преобладает кварц с

**Схема последовательности жильного минералообразования
в породах угленосной формации Донбасса**

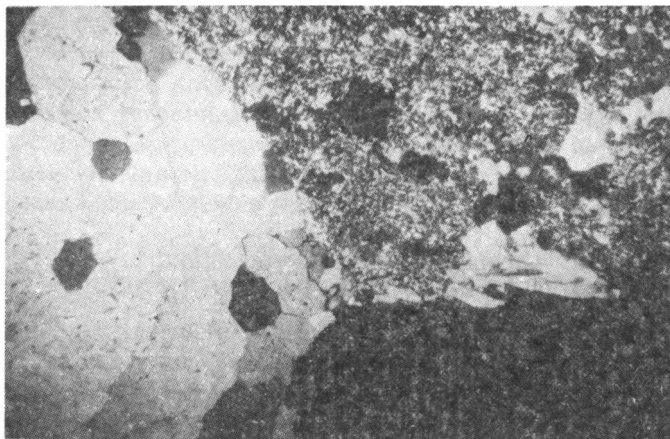
Минералы	Катагенез			Метагенез	
	ранний	средний	поздний	ранний	поздний
Кальцит	Жильные образования отсутствуют				
Пирит					
Битумы					
Каолинит					
Марказит					
Барит					
Диксит					
Кварц					
Донбассит					
Ректорит					
Апатит					
Гюмбелит					
Стадии угле- фикации	Б, БД	Д, Г	Ж, К, ОС	Т, ПА, А _I	А _{II}

резко подчиненным количеством полевых шпатов. Отличаются указанные разности между собой количеством и крупностью зерен, а также количеством и степенью вторичных изменений цементирующей массы. Состав цемента – глинисто-карбонатно-кварцевый. В породах катагенетической стадии изменения глинистая фаза состоит из каолинита, монтморилонита, смешанослойных гидрослюдисто-монтморилонитовых образований с примесью диоктаэдрической гидрослюда и хлорита. На стадии метагенеза в глинистой и цементе зернистых пород широко развита ассоциация диоктаэдрической гидрослюда, серицита (иногда мусковита), хлорита и кварца. Карбонатная составляющая цемента представлена сидеритом, реже кальцитом. Минеральный состав пластов известняка довольно постоянный и основным породообразующим минералом является кальцит.

Опробованию подвергался только керн углеразведочных скважин. На каждом участке опробовано от 5 до 10 углеразведочных скважин, по отдельным горизонтам пород отобрано от 10 до 80 частных проб. Пробы анализировались атомно-абсорбционным (ртуть), полуколичественным спектральным (свинец, цинк, медь) и люминесцентно-битуминологическими анализами. Статистический анализ результатов выполнен на ЭВМ ЕС 1033-С с использованием пакета прикладных программ. Комплекс лабораторных исследований отдельных минералов включал рентгенографический, изотопно-геохимический, термоэлектрический, термобарогеохимический, электронно-микроскопический анализы, а также определение химического состава и элементов-примесей. Таким образом изучено около 200 образцов монофракций минералов.

СТАДИАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЖИЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Во всех изученных типах пород широко распространены латераль-секреционные жилы, прожилки и гнезда. Ориентированы они, как правило, согласно напластованию пород. Иногда порода настолько пропитана переплетающейся системой жил и прожилок, что приобретает брекчиевидный облик. Жилы характеризуются четкостью и прямолинейностью границ без каких-либо заметных



Фиг. 1. Выделение диккита в зальбанде кварц-карбонатного прожилка (уч. Боржиковский, скв. С-718, марка угля Т)

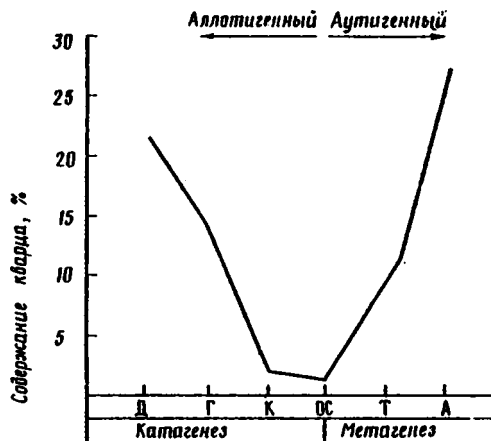
следов околожильных изменений. Отсутствие околожильных метасоматитов обусловлено одинаковой температурой вмещающих пород и газоводных термальных растворов и существованием между ними химического равновесия в результате насыщения растворов компонентами боковых пород.

Во всех зонах вторичных изменений жилы, прожилки и гнезда сложены белыми, полупрозрачными кристаллами кальцита с постоянным химическим составом (CaCO_3 , 97,0–99,5%). Карбонаты железа, магния и марганца не обнаружены. Состав парагенетических ассоциаций кальцита зависит исключительно от стадии постдиагенетических изменений вмещающих пород (табл. 1).

В породах низких степеней трансформации (стадии углефикации Д, Г – стадия среднего катагенеза) с кальцитом ассоциируют барит, марказит и пирит. Характерная особенность кальцитов этого этапа – наличие в газовой-жидких включениях нефтеподобных веществ и вязких битумов в виде пузырьков. В зоне позднего катагенеза (стадии углефикации угля Ж, К, ОС) марказит исчезает и появляется диккит как в виде самостоятельных прожилков, так и в парагенезисе с кальцитом, пиритом и баритом. В первом случае диккит образует плотные восковидные агрегаты с жирным блеском и зеленоватым оттенком. В ассоциации с кальцитом диккит порошковато-белый, белоснежный и встречается исключительно по зальбандам жил и прожилков (фиг. 1). На стадии катагенеза кварц в жилах отсутствует даже в песчаниках, имеющих высокое содержание кремнезема.

Стадия раннего метанеза (стадии углефикации Т, ПА, А₁) четко фиксируется по первому появлению в латераль секреционных образованиях кварца как в парагенезисе с кальцитом, так и в виде мономинеральных кварцевых жил и полостей выполнения. При этом четкий литологический контроль в локализации кварцевых жил практически отсутствует. Они в одинаковой мере характерны как для глинисто-песчаных разновидностей пород, так и для пластов известняка и угля.

Появление жильного кварца связано с интенсивным растворением терригенного материала под действием возрастающей температуры, давления и агрессивности подземных вод. Первые признаки растворения кварцевых зерен с образованием регенерационных каемок появляются в породах распространения углей стадии углефикации ОС. Здесь же встречается аутигенный кварц, выполняющий мелкие поровые пространства. Переход углей стадии углефикации ОС в Т осуществляется при температурах 150–180°C [13]. В результате изучения



Фиг. 2. Распределение средних содержаний кварца в углях различных стадий метаморфизма

газово-жидких включений установлено [10], что жильный кальцит из пород, вмещающих угли стадии ОС, образовался при температурах 170–175°C, в то время как температура формирования кварц-кальцитовых жил в породах, содержащих угли стадии углефикации Т, составляет 190–215°C. Именно в температурном интервале 150–200°C, согласно экспериментальным данным [3], резко увеличивается растворимость кварца осадочных пород.

Количественный подсчет перераспределенного кремнезема в породах различных стадий трансформации связан со значительными методическими трудностями. Поэтому хорошей иллюстрацией миграционной способности кварца при постдиагенетических изменениях может служить фигура 2, составленная по данным Л.С. Люфур и Л.И. Сарбеевой [13]. По мнению этих авторов, наблюдается закономерное снижение количеств аллотигенного кварца в углях от низких к средним стадиям метаморфизма (от стадии углефикации Д к стадии К-ОС) и увеличение содержаний аутигенного кварца в углях высоких стадий метаморфизма (от стадии Т к стадии А).

Несколько слов необходимо сказать о кварцевых жилах, выполняющих трещины в пластах угля высокой степени метаморфизма. Они образуют так называемые в угледобывающей отрасли "рога", которые являются бичом для зубков врубных машин. Их наличие обусловлено именно процессами перераспределения терригенного кремнезема, а не подтоком гидротерм от гипотетического глубинного магматического очага, как это предполагается Г.А. Ивановым [13].

На стадии раннего метагенеза (стадии углефикации угля Т, ПА, А₁) в жилах исчезает барит и появляются апатит, диоктаэдрический хлорит — донбассит и смешанослойный минерал, состоящий из упорядоченного переслаивания бейделлитовых и парагонитовых слоев — ректорит. Донбассит и ректорит встречаются, как правило, совместно в тесном сростании и иногда ассоциируют с ртутной минерализацией.

В породах позднеметагенетической стадии трансформации (стадия углефикации угля А_{II}) к кварц-донбассит-ректоритовой ассоциации присоединяется диоктаэдрическая калийсодержащая слюда модификации 2М₂-гюмбелит. Гюмбелит встречается в виде густой сети прожилков во вмещающих уголь глинистых сланцах, где выполняет трещины, располагаясь перпендикулярно к их стенкам.

Таким образом, на протяжении всех стадий фиксируется связь минерального состава латераль-секреционных образований в породах угленосной формации

Донбасса с постдиагенетическими изменениями. При этом одни минералы (кварц, барит, марказит, донбассит, ректорит) характерны только для отдельных стадий и являются качественным отражением определенного диапазона термодинамических условий, в то время как другие (кальцит, пирит) встречаются на всех стадиях превращений и изменяются только их типоморфные особенности. Изменение типоморфных свойств кальцита по разным стадиям вторичных изменений рассмотрено в работе [9].

ЭВОЛЮЦИЯ СУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА В ПРОЦЕССЕ ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Пирит – наиболее распространенный рудный минерал как в породах угленосной формации, так и в углях Донбасса всех стадий метаморфизма. Широкий диапазон сернистости углей, в ряде случаев заметно снижающей их качество, обусловлен наличием тонкодисперсных сульфидов железа. Обильные их концентрации в породах разных стадий вторичных изменений позволяют проследить эволюцию состава и типоморфных особенностей пирита на всех этапах литогенеза, что представляется важным для расшифровки истории формирования пород и руд.

Переходя к рассмотрению особенностей пирита по стадиям изменения пород, необходимо остановиться на генетических типах, среди которых выделяются осадочно-диагенетический и эпигенетический (жильный). Предметом наших исследований служили главным образом осадочно-диагенетические пириты как образования, являющиеся неотъемлемой частью вмещающих их осадочных пород и испытывавшие вместе с ними все перипетии геологической жизни. Эволюция типоморфных особенностей пиритов обоих генетических типов практически идентична, за исключением того факта, что в парагенетических ассоциациях жильных пиритов отсутствуют мельниковит и пирротин.

Осадочно-диагенетический пирит широко развит во всех типах пород, однако наибольшее распространение он получил в углисто-глинистых разностях, залегающих в приконтактных частях пластов угля и известняка. Иногда порода настолько обогащена пиритом, что превращается в пиритизированный сланец с содержанием сульфида железа до 50% и более. Наблюдается в виде тонкодисперсной вкрапленности, мелких глобуль, псевдоморфоз по органическому веществу, отдельных кристаллов и агрегатов в форме куба, октаэдра, пентагон-додекаэдра.

Данный пирит с марказитом часто встречается в карбонатных и сульфидных конкрециях. На ранне- и среднекатагенетической стадии трансформации пирит-марказитовая ассоциация, иногда с мельниковитом, присутствует в цементе песчаников, образуя неправильной формы скопления с зеленоватым оттенком.

Результаты исследований некоторых типоморфных особенностей пирита на стадиях преобразования показали, что по мере роста степени постдиагенетических изменений пород закономерно и однонаправленно меняются состав и свойства содержащихся в них пиритов (табл. 2). В породах зоны катагенеза пириты характеризуются избытком серы в стехиометрическом составе и дырочной проводимостью с максимальным коэффициентом термо-здс. При дальнейшем повышении термодинамических условий (стадия раннего метакатагенеза) пирит продолжает терять серу и частично меняет характер полупроводниковых свойств с дырочной на электронную или смешанную проводимость. Нагрев пород и увеличение давления до уровня стадии позднего метакатагенеза ведут к полному превращению пирита в электронную разность с средним стехиометрическим составом $\text{FeS}_{1,88}$. Параллельно с потерей серы в пирите изменяется ее изотопный состав (уменьшается тяжелый изотоп от низких стадий к высоким), а также падает в этом направлении никель-кобальтовое отношение. Одновремен-

Типоморфные особенности пирита из угленосных отложений Донбасса по стадиям постдиagenетических изменений

Таблица 2

Стадия изменения	Марки угля	Температура, °C	Давление, МПа	Состав	Термо-эдс, мкВ/град	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\frac{\text{Ni}}{\text{Co}}$	Структура	Парагенезис
Ранний и средний катагенез	БД, Д, Г	50–120	До 50	FeS $\frac{2,10}{7}$	$\frac{+250 + +460}{35}$	$\frac{+10,8 + +18,6}{4}$	$\frac{2,7}{35}$	Коллоидная, глобулярная	Мельниковит, марказит
Поздний катагенез	Ж, К, ОС	120–180	50–100	FeS $\frac{2,04}{4}$	$\frac{+90 + +280}{52}$	$\frac{+9,2 + +16,5}{5}$	$\frac{2,0}{52}$	Металлоидная	Марказит
Ранний метagenез	Т, ПА, А _I	180–300	100–150	FeS $\frac{1,95}{5}$	$\frac{+100 + +240}{19}$ $\frac{-50 + -90}{19}$	$\frac{+4,6 + +8,5}{6}$	$\frac{1,2}{19}$	Металлоидная, скрытокристаллическая	
Поздний метagenез	А _{II}	300–400	150–200	FeS $\frac{1,88}{5}$	$\frac{-60 + -180}{37}$	$\frac{+0,4 + +2,6}{5}$	$\frac{0,9}{37}$	Полнокристаллическая, идиоморфнозернистая	Пирротин

Примечание. В числителе приведены пределы значений, в знаменателе – число проанализированных проб. Изотопный анализ серы выполнен в отделе геохимии стабильных изотопов Отделения металлогении ИГФМ АН УССР (аналитик В.И. Власенко). Химические анализы пирита выполнены в Центральной лаборатории ПГО Севукргеология (аналитик С.В. Надежина).

но укрупняются зерна пирита, происходят структурно-текстурные преобразования и совершенствование его кристаллической решетки.

Дальнейшая динамика отщепления серы и увеличение температуры могут приводить к возникновению пирротина в ассоциации с пиритом [1]. Однако термодинамические условия стадии позднего метабенеза в Донбассе, видимо, недостаточны для широкого развития этого процесса, и поэтому пирротин в антрацитовых толщах очень редкий минерал. Известен один случай находки пирротина в породах угленосной формации [11].

Пирротиновая минерализация встречена нами на участке Глубоком в Шахтино-Несветаевском угленосном районе (скв. 25083, гл. 401 м). В угольном пропластке, залегающем в подошве известняка L_1 и представленном высокометаморфизованным антрацитом с тонкорассеянной вкрапленностью пирита, встречаются небольших размеров гнездообразные скопления полнокристаллического пирита с коричневатой-розовой побежалостью. Минераграфические и электронно-микроскопические исследования показали, что побежалость вызвана развитием по пириту таблитчатых образований пирротина. Магнитные свойства этого минерала позволили отобрать монофракцию для рентгеновского изучения. Согласно этим данным, изученный пирротин представлен смесью гексагональной (85%) и моноклинной (15%) фаз. Определение полиморфных модификаций было сделано с учетом различного проявления отражений 102 у гексагонального и 202 у моноклинного [1]. По значению отражения 102 у гексагонального пирротина определялось содержащее железо. Температура образования оценивалась по составу гексагонального пирротина согласно кривой сольвуса и контролировалась термометрией минералообразующих сред газовой-жидких включений в кварце и пирите. Установленные таким образом параметры пирротина приведены ниже в табл. 3.

Выполненные исследования показали, что в процессе постдиagenетических изменений пород угленосной формации четко устанавливается последовательность преобразования сульфидов железа в ряду: мельникит – марказит – пирит – пирротин. Подобная эволюция не является специфической особенностью только Донецкого бассейна, а широко проявлена в ряде других осадочно-метаморфизованных формациях, в частности в разрезе протерозойских пород Енисейского кряжа [15]. Следовательно, состав и свойства сульфидов железа, постепенно изменяющиеся по мере усиления степени постдиagenетических преобразований вмещающих толщ, могут являться типоморфными для последних и с успехом применяться при стадийном анализе осадочных пород.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И МИГРАЦИЯ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И БИТУМИНОЗНЫХ ВЕЩЕСТВ

Вопросу стабильности – подвижности рудогенных и породообразующих элементов при метаморфических преобразованиях пород достаточно широко рассмотрены в отечественной литературе. Однако исследованиям в отношении миграции и перераспределения вещества в процессах постдиagenетических изменений до настоящего времени уделяется недостаточно внимания.

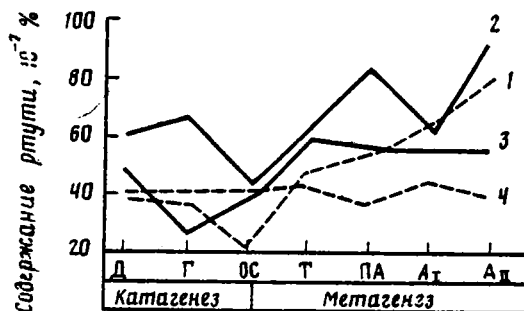
Анализ поведения типоморфных для Донецкого бассейна рудных элементов (ртуть, свинец, цинк) показывает [10], что максимальные их содержания характерны для аргиллитов, минимальные – для известняков, т.е. концентрация металлов возрастает с увеличением в породах глинистого материала. Такое распределение фоновых содержаний в целом согласуется с материалами Н.М. Страхова [17] о преимущественном накоплении рудных элементов в глинистых образованиях Донбасса.

С увеличением степени вторичных преобразований (интервал II – ОС) наблюдается уменьшение в породах ртути, а затем на стадии метабенеза устойчивое

Состав фаз, %	Межплоскостные расстояния, Å			Содержание Fe, ат. %	T, °C
	102	202	202̄		
Г – 85	2,066	2,066	2,055	47,4	325
М – 15	—	—	—	—	—

Примечание. Г – гексагональный, М – моноклинный. Рентгеноструктурный анализ пирро-

обогащение (фиг. 3). Аналогично ртути ведет себя и свинец (фиг. 4). Наиболее четко эта тенденция наблюдается для известняка, что, видимо, обусловлено увеличением реакционной способности карбоната кальция к металлам. Характерная особенность карбонатных пород концентрировать ртуть впервые была установлена А.А. Сауковым [16]. Вероятно, механизм концентрации других металлов может быть аналогичным. Довольно сложное распределение цинка обнаруживается для терригенных пород, где характерны высокие фоновые содержания этого элемента в песчаниках и максимумы в интервале ОС – Т – ПА. Если пренебречь некоторыми деталями, то можно заключить, что с увеличением степени постдиагенетических изменений общая концентрация металлов в известняках и аргиллитах возрастает, в алевролитах она остается примерно на одном уровне, а в песчаниках – незначительно снижается. На фоне этой общей тенденции проявляется и другая характерная особенность: наличие резкого градиента изменений концентраций в интервале ОС – Т, т.е. на границе стадий ката- и метазенеза.



Фиг. 3. Распределение содержаний ртути в породах алмазоносной свиты по изученным участкам: Старобельский (Д) – Донецкий (Г) – Макеевский (ОС) – Комиссаровский (Т) – Шахтерский глубокий (ПА) – Фасчевский (АП) – Глубокий (АП)
1 – известняки; 2 – аргиллиты; 3 – алевролиты; 4 – песчаники

Особенности распределения рудогенных элементов в породах в различных направлениях повторяются на всей площади Донбасса [10]. Более того, изученные участки распределены весьма неравномерно на площади бассейна. Поэтому закономерное изменение содержаний нельзя связывать с каким-либо первичным консидиментационным распределением элементов в осадках. Эти измене-

пород угленосной формации Донбасса

Термометрия газово-жидких включений			Параметры элементарной ячейки, Å				
			гексагональный		моноклинный		
гомогенизация	декрепитация		a	c	a	b	c
кварц	кварц	пирит					
240–285	380–	350–	5,957	11,452	5,951	3,437	5,709
—			—	—	—	—	—

тина выполнен в Центральной лаборатории ПГО Севукргеология (аналитик В.В. Власенко).

ния закономерны и обусловлены воздействием факторов региональных постседиментационных преобразований. Выявленные особенности распределения у разных элементов, видимо, связаны с различными формами переноса и разной зависимостью соответствующих соединений от температуры и давления, а также с изменением физических свойств вмещающих пород.

Содержание и качественная характеристика битуминозных веществ (БВ) изменяются как по стадиям преобразования пород, так и, в меньшей мере, по литологическим разновидностям в пределах одной стадии [14]. Наиболее высокой битуминозностью и разнообразным составом полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) характеризуются известняки и аргиллиты, вмещающие угли марки Д. Битуминозные вещества в этих породах представлены смолисто-асфальтовыми и смолистыми типами, в составе которых преобладают высокомолекулярные ПАУ с 4–6- и 7–9-кольчатыми структурами: 3–4-бензпирен, нафтобензпирен, 1,12-бензперилен, перилен, 3,4–9,10-дibenзпирен, 1,12-о-фениленперилен, 1,12-о-фенилен–2,3–10,11-дibenзперилен, 2,3–10,11-дibenзперилен, антраценоперилен. Последние четыре соединения идентифицированы в природных объектах впервые. В интервале Т – ПА наблюдается резкое снижение содержаний и молекулярной массы БВ (фиг. 5). В их составе отмечаются ПАУ с 2–4-кольчатыми структурами: фенантрен, нафталин, хризен и др. Аналогичный состав углеводородов доминирует в БВ песчаников и алевролитов, однако содержание их ниже (0,01%). БВ здесь представлены более легкими маслянистыми типами. С ростом степени изменений пород количество БВ уменьшается по экспоненте. В интервале ПА–А общее количество БВ во всех породах резко сокращается и составляет 0,001–0,002%. В породах, достигших стадии позднего метатенеза, БВ содержатся в ничтожных количествах. Углеводороды здесь представлены главным образом газообразными компонентами.

Общей закономерностью в распределении БВ и ПАУ в однотипных породах от длиннопламенной стадии метаморфизма до антрацитовой является постепенное снижение БВ, изменение типов БВ от тяжелых смолисто-асфальтовых до более легких маслянистых, снижение молекулярной массы и числа колец ПАУ.

* * *

Изложенные выше данные позволяют заключить, что в Донецком бассейне по направлению с северо-запада и на юго-восток и от северных и южных окраин к центру с увеличением постдиагенетических преобразований происходит за-

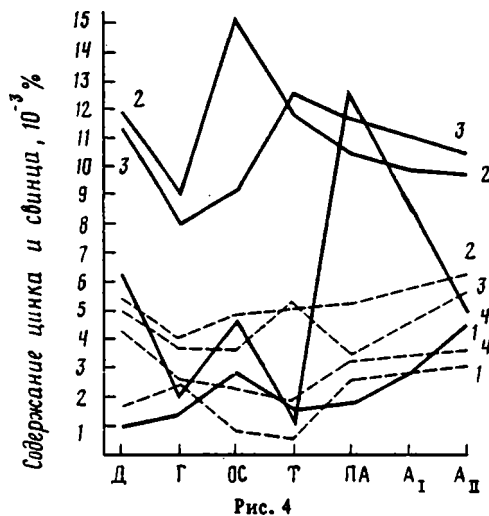


Рис. 4

Фиг. 4. Распределение свинца (штриховые линии) и цинка (сплошные) в породах алмазной свиты. Условные обозначения см. на фиг. 3

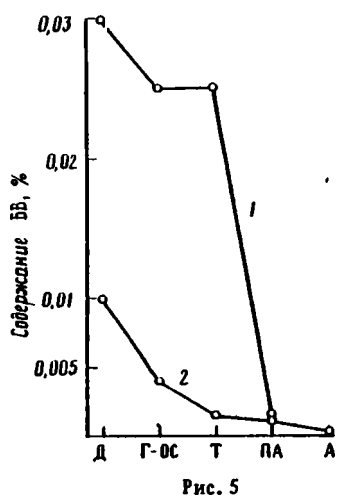


Рис. 5

Фиг. 5. Распределение БВ в породах алмазной свиты
1 — известняки, аргиллиты; 2 — песчаники, алевролиты

кономерная смена минералого-геохимического состава осадочных пород. Это выражается прежде всего в изменении состава и парагенетических ассоциаций латераль-секреционных образований, эволюции типоморфных особенностей так называемых сквозных минералов, в уменьшении содержаний и молекулярной массы битуминозных веществ, а также направленным изменением фоновых концентраций рудных элементов. Резкие скачки в характере распределения изученных соединений и элементов наблюдаются в породах при переходе от стадии катагенеза к стадии метagenеза (интервал ОС–Т). Кроме того, в этом же интервале меняются физические и химические свойства как пород, так и углей [13], для карбонатных разновидностей начинается универсальный порог [18], при котором структурная эволюция прекращается или носит обратный характер.

Материалы о взаимосвязанном изменении вещественного состава и постдиагенетических превращений указывают на реальную возможность использования аутигенных минералов жил и геохимической подвижности рудных и петрогенных компонентов для стадийного анализа осадочных формаций. Особенно информативны эти данные для прогноза стадий литогенеза и фазового состояния углеводородов, в металлогеническом прогнозе как достаточно объективный показатель термодинамических условий минералообразования, в качестве поисково-оценочных признаков и источника вещества рудных полезных ископаемых.

Список литературы

1. Арнольд Р. Равновесные отношения между пирротинном и пиритом при температурах от 325 до 473°C // Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1966. С. 132–159.
2. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 1208 с.
3. Денплас Э.К. Кремнезем как фактор диагенеза и катагенеза // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 291–303.

4. Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Т. П. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 347 с.
5. Карпова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. 172 с.
6. Карпова Г.В., Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. и др. Постдиагенетические изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 6. С. 70—82.
7. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 213 с.
8. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 9—34.
9. Курило М.В., Березовский Ф.И., Галабурда Ю.А. и др. Жильный кальцит из угленосных отложений Донбасса // Минерал. сб. 1987. № 4. Вып. 43. С. 69—76.
10. Курило М.В., Добрянский Л.А., Захаров Е.П. и др. Распределение и миграция вещества в породах угленосной формации Донбасса // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 2. С. 430—433.
11. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Павлишин В.И. Минералогия Донецкого бассейна. Т. П. Киев: Наук. думка, 1975. 502 с.
12. Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Недра, 1968. 92 с.
13. Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. М.: Недра, 1975. 253 с.
14. Оглоблина А.И., Пиковский Ю.И., Росочовская С.В. и др. Влияние степени постдиагенетического преобразования осадочных горных пород на распределение полициклических ароматических углеводородов // Тез. докл. Второго Всесоюз. совещ. по геохимии угле-рода. М.: Наука, 1986. С. 227—229.
15. Прохоров В.Г., Мирошников А.Е. Пириты зон метаморфизма и их роль в формировании оруденения // Гетерогенность пород и руд Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. С. 83—91.
16. Сауков А.А. Геохимия. М.: Наука, 1966. 487 с.
17. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. П. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 574 с.
18. Чилингар Дж.В., Биссел Х.Дж., Вольф К.Х. Диагенез и катагенез карбонатных пород // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 165—291.
19. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 3—23.
20. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Сообщение 2. // Литология и полез. ископаемые. 1982. — 5. С. 15—23.

Институт геохимии
и физики минералов АН Украины, Киев

Поступила в редакцию
25. X. 1991

УДК 550.4:553.983:551.732(235.216)

© 1993 Ааматов С., Детыненко Л.А.

**ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОТЛОЖЕНИЙ
УГЛЕРОДИСТО-КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ
ТУРКЕСТАНО-АЛАЙСКОГО РЕГИОНА**

Изучено органическое вещество углеродистых отложений сюгетской свиты Туркестано-Алайского региона с привлечением данных по элементному и изотопному составу. Последнее позволило выяснить генезис ОВ, его состав, структуру и роль в рудообразовательном процессе.

Среди многих рудных районов Киргизии один из наиболее перспективных – территория Туркестано-Алайского региона Южного Тянь-Шаня, в пределах которого распространены углеродистые отложения, выделяемые на нескольких стратиграфических уровнях (от кембрийского до позднекаменноугольного возрастов) [13].

Среди выделенных формаций наибольший практический интерес представляют раннекембрийские отложения углеродисто-кремнисто-сланцевой формации (сюгетская свита), с которой связаны все известные рудопроявления и аномальные участки редкометального оруденения.

Отложения сюгетской свиты нами расчленяются на четыре пачки, каждая из которых отличается определенным комплексом слагающих породных ассоциаций, наличием различных конкреций, органических остатков и содержанием тех или иных рудных элементов [2, 7]. Возраст этих образований нами принимается как кембрийский, но у ряда исследователей в отношении их возраста, внутреннего строения, литологического состава и стратиграфического положения существуют и другие точки зрения [3, 6, 9].

Одним из наиболее существенных породообразующих компонентов в черных сланцах является органическое вещество (ОВ). Вследствие своего специфического химического состава и строения оно очень чувствительно к внешним воздействиям и на нем более отчетливо по сравнению с минеральной частью пород проявляются следы различных преобразований. ОВ в этих породах – основной концентратор рудного вещества (особенно в период катагенеза и регионального метаморфизма), что дает возможность по особенностям его поведения судить о характере рудных процессов. Все это привело к необходимости тщательного изучения ОВ с привлечением данных по изотопному и элементарному составу. Последние позволяют подойти к выяснению генезиса этого вещества, его состава, структуры и роли в рудообразовательном процессе.

При изучении черных сланцев Туркестано-Алая определялось общее содержание ОВ по количеству $C_{орг}$ (с применением соответствующих коэффициентов) во всех выделенных разновидностях пород, а под микроскопом – его формы выделения. Исследования элементного состава ОВ, выделенного из 37 представительных образцов, проводились по общепринятым методикам [8]. Исследования изотопного состава углерода производились на 15 образцах выделенного ОВ. Отбор проб в полевых условиях проводился таким образом, чтобы каждая характеризовала те или иные литологические разновидности пород, а также зоны межпластовых нарушений, ее зальбандовую часть и вмещающие эту зону поро-

ды (вне зоны влияния нарушений), чтобы проследить степень преобразования ОВ и характер перераспределения в них рудного вещества.

В описываемых отложениях органическое вещество представлено равномерно рассеянной тонкодисперсной массой. Активная мобилизация ОВ из вмещающих пород с последующим его перераспределением в тектонически ослабленных зонах приводила к образованию большого количества микропрожилков, гнезд, точечных включений ОВ в кварцевых и иных по составу прожилках, в цементе брекчий (межобломочные пространства); по плоскостям трещиноватости, сланцеватости – налеты, натеки, корки толщиной от нескольких миллиметров до 3 см. Изолированные между собой обособления ОВ (точечные, гнездовые, прожилковые и пр.) являются результатом более позднего вторичного переотложения исходной тонкодисперсной массы.

Распределение общего содержания ОВ в различных по литологическому составу отложениях региона приведено в табл. 1.

Эти данные показывают, что кремнистые сланцы повсеместно характеризуются крайне низкими (от 0,11 до 0,74, редко до 0,96%) содержаниями ОВ. В отличие от них интенсивно брекчированные кремнистые сланцы, преимущественно развитые во второй, реже в четвертой пачках, содержат органику в сравнительно больших (от 0,02–0,78 до 1,26–5,32%) количествах, чем в не затронутых тектоническими процессами разностях. Последнее обусловлено обогащением вторично переотложенным ОВ в цементе брекчий. Такая же картина характерна и для брекчированных углеродисто-кремнистых сланцев, где содержания ОВ варьируют от 0,51–4,39 до 7,69–10,37%. В углеродисто-глинистых сланцах присутствие ОВ отмечается в количествах близких тем, которые были зафиксированы для неизмененных кремнистых сланцев (от 0,05–0,47 до 2,19–5,81%). Необычную позицию в распределении ОВ занимают углеродистые сланцы. В зонах межпластовых срывов, где вынос ОВ достигал своего апогея, его содержание колеблется от 3,94 до 7,39% (вторая пачка), тогда как вне зоны его количество резко возрастает до 24,29–36,71% (четвертая пачка).

Ниже приводятся данные, характеризующие влияние удаленности межпластовых зон нарушений на концентрацию ОВ в углеродистых породах, %:

Зоны межпластовых срывов ($n^* = 14$)	$\frac{0,30-1,40 (4,00)^{**}}{0,71}$
Приконтактные участки ($n^* = 12$) (0,30 м от зон)	$\frac{0,65-5,56 (10,37)^{**}}{2,40}$
Вне зоны влияния межпластовых срывов ($n^* = 11$) (30–200 м от зон)	$\frac{1,20-8,90 (36,71)^{**}}{4,15}$

Из приведенных данных видно, что непосредственно в зонах брекчий межпластовых срывов содержание ОВ в углеродистых породах независимо от их литологического состава на всех изученных участках характеризуется минимальными величинами. В то же время в приконтактных участках таких зон, отстоящих от них на 5–30 м, количество ОВ несколько увеличивается, а в отдельных случаях достигает 3 раз, и наконец, во вмещающихся измененных породах это увеличение достигает 4 раз и более.

Элементный состав (ОВ), в пересчете на горючую массу, включающий содержание углерода (С), водорода (Н), суммы гетероэлементов (O + N + S), сте-

* n – количество проб.

**Максимальное содержание ОВ в породах.

Таблица 1

Общее содержание органического вещества в отложениях углеродисто-кремнисто-сланцевой формации Туркестано-Алайского региона, %

Тип сланцев	Участок						
	Гер-Арык	Сагул	Самаркандек	Туль	Каратанга	Бель-Урюк	Чон-Кой
Кремнистые	—	<u>0,12—0,31</u> 0,15(4)	<u>0,12—0,74</u> 0,36(17)	<u>0,04—1,40</u> 0,56(16)	—	—	<u>0,70—0,96</u> 0,79(4)
Кремнистые брекчированные	<u>0,11—1,20(5,32)*</u> 0,68(6)	<u>0,12—1,26</u> 0,58(7)	<u>0,25—1,00</u> 0,71(9)	<u>0,38—2,00</u> 0,92(11)	<u>0,02—1,86(3,75)*</u> 0,97(10)	<u>1,20—1,33</u> 1,26(2)	—
Углеродисто-кремнистые	<u>1,26—1,99</u> 1,62(2)	<u>0,55—0,7(13,50)*</u> 0,68(4)	<u>0,25—7,69</u> 1,80(13)	<u>0,96—7,32</u> 3,80(10)	3,26(1)	—	<u>1,46—1,60</u> 1,53(2)
Углеродисто-кремнистые брекчированные	—	—	<u>0,51—1,76</u> 1,14(5)	<u>1,46—4,39</u> 2,76(6)	<u>0,65—1,30(10,37)*</u> 0,90(4)	—	<u>0,57—0,84(7,65)*</u> 0,66(3)
Углеродисто-глинистые	<u>0,05—1,60</u> 0,73(6)	<u>0,32—2,25</u> 1,08(9)	<u>0,19—2,19(4,75)*</u> 1,1(11)	<u>0,07—5,81</u> 2,47(11)	<u>0,13—1,60</u> 0,98(4)	<u>2,06—2,13</u> 2,1(2)	<u>2,66—4,26</u> 3,46(2)
Углеродистые	—	<u>3,94—7,39</u> 5,83(4)	24,29(1)	<u>6,98—36,71</u> 22,8(5)	—	—	—

Примечание. В этой и следующих таблицах: в числителе приведены пределы содержаний, в знаменателе — среднее значение, в скобках — число проб. Общее содержание органического вещества определяется по количеству $C_{орг}$ с применением соответствующих коэффициентов [8].

*Максимальные содержания (из подсчета средних содержаний исключены).

пень окисленности органического вещества, определяемую по формуле $\frac{1/8(O + N + S) - H}{1/3C}$, степень его метаморфизма, выражаемую величиной C/H, и

степень изменения содержаний углерода окислением, определяемую величиной C/O + N + S, по всем изученным участкам Туркестано-Алайского региона в объеме 37 проб приведен в табл. 2. Аналогичная информация дается и литологическим типам пород тех же участков (табл. 3).

Как видно из приведенных данных, содержание углерода в горючей массе ОБ черносланцевых пород Туркестано-Алая характеризуется сравнительно невысокими (от 41,77 до 82,38%) величинами и только там, где породы отличаются интенсивной перематостью, этот параметр возрастает до 95,61%. Эти данные позволяют относить ОБ рассматриваемых пород к последним стадиям прото-мезокатагенеза [8], а в отдельных случаях – к первым зонам апокатагенеза [4]. Все это свидетельствует о том, что ОБ данных пород претерпело сравнительно однородное и низкое метаморфическое преобразование. В отличие от всех прочих литологических разностей интенсивно брекчированные кремнистые и углеродистокремнистые сланцы в зонах межпластовых нарушений отличаются сравнительно небольшим (до 72–82%) повышением содержания углерода и соответственно слабым уменьшением количества водорода (2,34–2,95%), что позволяет их относить по составу к разряду каменных и окисленных каменных углей или антраксолитов. Это еще раз подтверждает высказанное выше мнение о том, что тектоническая проработка рассматриваемых пород в значительной степени усиливает их метаморфические преобразования. Такие же закономерности отмечаются в углеродистых формациях других регионов [1, 5, 11, 12].

Наши доводы в пользу сравнительно большей степени метаморфизма пород в тектонически ослабленных зонах подтверждаются и таким параметром, как степень метаморфизма ОБ, выражаемая величиной C/H (см. табл. 2, 3). Величины этого отношения в интенсивно дислоцированных зонах возрастают иногда до 82,92–109,4%.

Показателем степени окисленности ОБ служит соответствующий коэффициент (сО). Степень окисленности ОБ – условная величина, изменяющаяся от –1 в самом восстановленном ОБ – метане (CH₄) до +1 в самом окисленном ОБ – углекислом газе (CO₂). Его величины характеризуются максимальными значениями до 0,11–0,356 в сильно дислоцированных участках и зонах межпластовых нарушений, а в штольнях (участок Каратанга) степень окисленности значительно ниже (от –0,042 до 0,066). За пределами зон тектонической проработки значения степени окисленности также характеризуются низкими (от –0,058 до 0,059) величинами (участки Самарканде и Чонкой).

Из изложенного материала следует, что черносланцевые породы Туркестано-Алайского региона повсеместно отличаются повышенной окисленностью ОБ, особенно в тектонически проработанных участках, что является следствием гипергенных процессов.

Для обзора совокупности изменений ОБ черных сланцев, выделения групп ОБ, существенно различающихся по составу, степени метаморфических изменений и окисленности и, наконец, для определения типа рассматриваемого ОБ применялось построение классификационных диаграмм в координатах характеристических величин, отражающих описанные выше процессы преобразования ОБ.

Диаграмма 1 (фиг. 1) построена в координатах: степень метаморфизма ОБ (C/H) – степень влияния окисления на содержание углерода (C/O + N + S) и отражает степень карбонизации изучаемого ОБ. Из диаграммы видно, что степень карбонизации ОБ всех разновидностей этих отложений представляет собой

Таблица 2

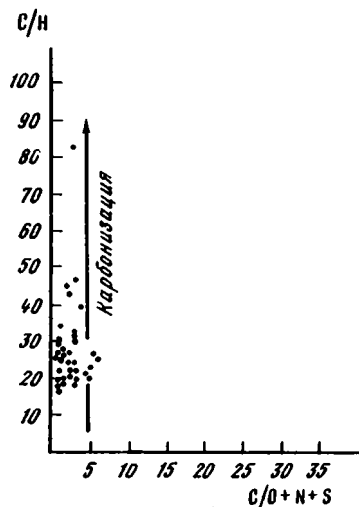
**Элементный состав ОВ (в пересчете на горючую массу) в углеродистых отложениях Туркестано-Алайского региона
(по участкам)**

Участок	С _{орг} в породе, %	Состав ОВ, %			Характеристики СВ		
		С	Н	О + N + S	С/Н	сО	С/О + N + S
Гер-Арык (2)	<u>0,50—4,00</u> 2,25	<u>69,45—70,78</u> 70,12	<u>1,60—3,12</u> 2,36	<u>26,10—28,95</u> 27,52	<u>22,69—43,41</u> 33,05	<u>(+0,006)+(+0,087)</u> +0,047	<u>2,40—2,71</u> 2,56
Сагул (4)	<u>0,30—10,45</u> 4,64	<u>41,77—61,27</u> 52,27	<u>1,80—3,00</u> 2,29	<u>36,43—56,16</u> 45,44	<u>19,53—26,64</u> 23,17	<u>(+0,092)+(+0,356)</u> +0,212	<u>0,74—1,68</u> 1,22
Самаркандек (8)	<u>0,45—5,78(24,29)*</u> 4,51	<u>43,45—79,33(95,6)*</u> 62,84	<u>1,52—3,67</u> 2,83	<u>2,87—53,82</u> 34,34	<u>16,56—27,71(62,90)*</u> 22,37	<u>(-0,058)+(+0,281)</u> +0,095	<u>0,81—4,67(33,31)*</u> 2,04
Туль (10)	<u>0,46—5,5(27,60)*</u> 5,70	<u>43,52—80,90</u> 64,83	<u>0,71—3,70</u> 2,34	<u>15,62—54,11</u> 32,82	<u>18,36—82,92(109,4)*</u> 29,94	<u>(-0,057)+(+0,303)</u> +0,10	<u>0,80—5,18</u> 2,69
Каратанга (10)	<u>0,65—7,80</u> 1,94	<u>64,07—82,12</u> 71,74	<u>1,63—3,03</u> 2,22	<u>14,87—34,05</u> 26,06	<u>23,52—44,70</u> 33,73	<u>(-0,042)+(+0,111)</u> +0,043	<u>2,12—5,52</u> 2,95
Бель-Урюк (2)	<u>0,90—1,50</u> 1,20	<u>68,17—82,38</u> 75,28	<u>3,12—3,26</u> 3,19	<u>14,50—28,97</u> 21,73	<u>20,91—26,40</u> 23,65	<u>(+0,014)+(+0,048)</u> +0,031	<u>2,39—5,68</u> 4,04
Чон-Кой	0,97	62,34	3,09	34,57	20,17	+0,059	1,80

Таблица 3

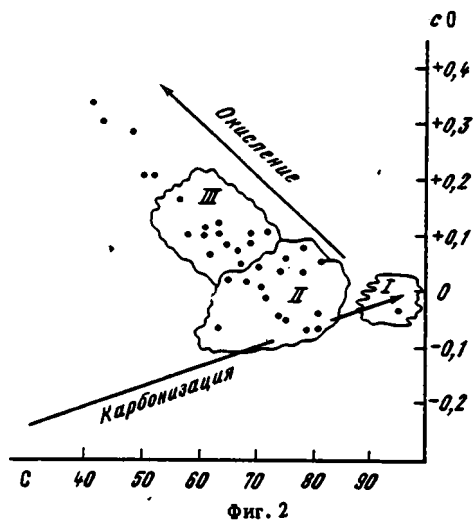
**Элементный состав ОБ (в пересчете на горючую массу) в углеродистых отложениях Туркестано-Алайского региона
(по типам пород)**

Тип сланцев	С _{орг} в породе, %	Состав ОБ, %			Характеристики ОБ		
		C	H	O + N + S	C/H	cO	C/O + N + S
Кремнистые брекчирован- ные (4)	<u>0,30—1,4(4,0)*</u> 0,79	<u>43,45—82,38</u> 68,73	<u>(0,87)*1,60—3,26</u> 2,95-	<u>14,50—53,82</u> 30,64	<u>16,56—43,41(82,9)*</u> 27,91	<u>(+0,006)+(+0,28)</u> +0,089	<u>1,08—3,68</u> 2,09
Углеродисто- кремнистые (5)	<u>1,86—7,6(10,4)*</u> 6,10	<u>43,52—79—3(95,6)*</u> 64,78	<u>(0,71)*1,52—3,67</u> 2,25	<u>(2,87)*17,0—54,1</u> 25,67	<u>18,36—62,9(109,4)*</u> 10,83	<u>(-0,058)+(+0,30)</u> +0,075	<u>1,53—4,67(33,3)*</u> 2,64
Углеродисто- кремнистые брекчирован- ные (5)	<u>0,45—1,3(10,3)*</u> 0,85	<u>64,12—77,85</u> 70,84	<u>1,51—3,62</u> 2,34	<u>20,20—32,62</u> 26,86	<u>17,71—45,46</u> 34,26	<u>(-0,011)+(+0,056)</u> +0,051	<u>1,99—3,85</u> 2,74
Углеродисто- глинистые (8)	<u>0,79—5,26</u> 2,59	<u>56,54—80,90</u> 67,31	<u>1,88—3,70</u> 2,66	<u>15,62—41,42</u> 30,00	<u>19,65—34,07</u> 26,25	<u>(-0,057)+(+0,166)</u> +0,054	<u>1,36—2,72</u> 2,50
Углеродистые (4)	<u>8,90—36,71</u> 18,86	<u>47,42—73,08</u> 59,32	<u>1,80—3,62</u> 2,48	<u>23,30—50,78</u> 38,19	<u>23,30—50,78</u> 38,19	<u>(-0,029)+(+0,238)</u> +0,130	<u>0,93—3,14</u> 1,78



Фиг. 1

Фиг. 1. Диаграмма карбонизации органического вещества углеродистых сланцев Туркестано-Алая в координатах: степень метаморфизма (C/H) – степень изменения содержания углерода окислением (C/O + N + S)



Фиг. 2

Фиг. 2. Классификационная диаграмма органического вещества углеродистых сланцев Туркестано-Алая в координатах: содержание углерода (C) – степень окисленности ОВ (CO) I–III по-
ля расположения (I – антрацитов, II – каменных углей, III – гумусовых веществ)

поле со сближенными значениями, что характеризует практически одинаковую степень метаморфизма ОВ пород. Следует отметить, что за пределами этого поля располагаются отметки проб несколько более метаморфизованных пород, которые были отобраны из интенсивно дислоцированных зон.

Диаграмма 2 (фиг. 2) составлена в координатах: содержание углерода (C) – степень окисленности ОВ (CO). На этой диаграмме пробы всех пород укладываются в единую четкую линию, протягивающуюся из области развития антрацитов, каменных и окисленных каменных углей в сторону повышения интенсивности окисления с возникновением гумусовых веществ и далее: разложения ОВ до газообразного состояния (оксиды и диоксиды углерода). Приведенная диаграмма устанавливает в рассматриваемых отложениях преимущественное развитие каменных и окисленных каменных углей (основная масса) и небольшое количество антрацита, а также ОВ, переходящего в гумусовую стадию, сильно окисленного и почти разложенного.

Для ОВ рассматриваемых пород нами впервые был получен изотопный состав углерода. Ниже приведены результаты анализов¹ стабильных изотопов углерода ¹²C и ¹³C в ОВ пород, отобранных непосредственно в зонах межпластовых срывов (6 проб), в приконтактных участках вблизи этих зон (2 пробы) и вне влияния последних (7 проб), %:

Зоны межпластовых нарушений	<u>от -30,9 до -35,3</u>
	32,5
Приконтактные участки межпластовых нарушений	<u>от -29,3 до -29,7</u>
	-29,5
Вне зоны влияния межпластовых нарушений ...	<u>от -28,4 до -29,2</u>
	-28,7

¹Анализы выполнены в лаборатории изотопной геохимии МГРИ (аналитик М.И. Кучер).

Из приведенных данных видно, что величины данного отношения варьируют в пределах от $-28,4$ до $-35,2\%$. Следует отметить, что наличие таких значений показателя $\delta^{13}\text{C}$ свидетельствует о биогенной природе ОБ в изученных породах [10, 11]. Кроме того, в распределении изотопов углерода и в четко выраженном преобладании легкого из них (^{12}C) над тяжелым (^{13}C) наблюдается определенная закономерность, заключающаяся в том, что обогащение легким изотопом углерода имеет место в зонах межпластовых нарушений, тогда как в приконтактных к этим зонам участкам показатель $\delta^{13}\text{C}$ несколько снижает свои абсолютные значения и, наконец, за пределами влияния указанных зон – во вмещающих породах он еще уменьшается.

Таким образом, в Туркестано-Алае явно преобладает тенденция накопления легкого изотопа углерода ^{12}C в тектонически ослабленных зонах, что является результатом интенсивного гипергенного окисления этих ранее метаморфизованных пород, которое сопровождалось мобилизацией и перераспределением ОБ. Подобная направленность облегчения изотопов углерода от вмещающих пород к межпластовым нарушениям показывает, что при метаморфизме и гипергенезе имели место окислительные процессы с выделением углекислого газа, т.е. шло разложение ОБ этих пород.

Все указанные выше преобразования изучаемых пород влияли не только на мобилизацию и перераспределение ОБ, изменение его структуры, элементного и изотопного составов, но и в значительной степени и на рудообразовательные процессы.

Так, непосредственно в зонах межпластовых нарушений (см. табл. 2, 4), где в результате интенсивного окисления фиксируется минимальное (от $0,30$ до $1,40\%$, в среднем $0,71\%$) количество ОБ в породах, отмечается наиболее высокая концентрация ванадия, молибдена, фосфора, меди и цинка. По составу ОБ этих зон наиболее метаморфизовано: среднее содержание углерода достигает $71,77\%$, водорода $2,32\%$, степень метаморфизма (C/H) $-35,06$ и степень окисленности $+0,12$. В то же время все перечисленные параметры в приконтактных участках межпластовых зон повсеместно уменьшаются при одновременном весьма существенном возрастании валового количества ОБ этих пород. По мере удаления от этих тектонически ослабленных зон (во вмещающих породах) количество ОБ намного увеличивается, достигая $5-6$ -кратного увеличения, что происходит с еще большим и контрастным уменьшением концентраций рудного материала в отложениях (см. табл. 4).

Анализ приведенных данных позволяет сделать следующие выводы.

Элементный состав ОБ и изотопный анализ углерода черных сланцев рассматриваемой свиты показали единство источника ОБ в них и его биогенный генезис. Органическое вещество этих пород испытало сравнительно слабое воздействие регионального метаморфизма и сильное гипергенное окисление. Интенсивность указанных процессов увеличивается по мере приближения к зонам брекчирования межпластовых срывов, где ОБ полимеризуется, карбонизируется, там же сильнее развиты процессы его окисления. Органическое вещество углеродистых сланцев в основной массе соответствует разряду каменных и окисленных каменных углей (стадии прото- и мезокатагенеза), а в зонах межпластовых срывов, интенсивно дислоцированных участках – антраксолитам низких стадий, а также сильно окисленным, иногда разложенным до газообразного состояния, вторичным гумусовым веществам.

Изменение показателя $\delta^{13}\text{C}$ указывает, что в данных породах происходит активный окислительный процесс с разложением ОБ и выделением из него углекислого газа. Очевидно, в процессе эпигенетического (в частности, гипергенного) перераспределения вещества в зонах брекчирования межпластовых срывов углерод функциональных групп (более легкий, чем углерод концентрированного ядра) активно участвовал в формировании продуктов переотложения.

Таблица 4

Распределение состава ОБ и рудных элементов в породах углеродисто-кремнисто-сланцевой формации Туркестано-Алайского региона

Положение участка опробования углеродистых сланцев	Содержание ОБ в породе, %	Состав ОБ, %		C/H	сО	Элементы, %				
		С	Н			V	Mo	P	Cu	Zn
Вне зоны влияния межпластовых нарушений (11)	<u>1,20–8,90</u> 4,15	<u>52,76–80,9</u> 60,87	<u>1,52–80,9</u> 2,69	<u>19,65–34,01</u> 24,90	<u>–0,029+0,117</u> 0,047	<u>0–0,08</u> 0,035	<u>0–0,024</u> 0,007	<u>0–0,63</u> 0,086	<u>0–0,02</u> 0,005	<u>0–0,05</u> 0,006
В приконтактных участках межпластовых нарушений (12)	<u>0,65–5,56</u> 2,40	<u>41,47–77,68</u> 63,00	<u>1,51–3,01</u> 2,06	<u>18,36–45,46</u> 29,14	<u>0,028–0,105</u> 0,071	<u>0,003–0,20</u> 0,096	<u>0,0001–0,054</u> 0,018	<u>0–0,007</u> 0,005	<u>0,001–0,20</u> 0,025	<u>0,001–0,27</u> 0,031
В зонах межпластовых нарушений (14)	<u>0,30–1,40</u> 0,71	<u>43,45–82,38</u> 71,77	<u>0,71–3,26</u> 2,32	<u>16,56–109,4</u> 35,06	<u>0,042–0,356</u> 0,12	<u>0,01–0,40</u> 0,145	<u>0,0001–0,092</u> 0,033	<u>0–5,50</u> 0,522	<u>0,001–0,730</u> 0,112	<u>0,0004–4,43</u> 0,356

Примечание. Состав ОБ и содержания $C_{орг}$, V, Mo, P определены химическим методом, Cu, Zn – атомно-абсорбционным.

Кроме того, существует также четкая направленность в перегруппировке и перераспределении рассеянного рудного вещества от вмещающих менее измененных пород к концентрирующим его зонам межпластовых срывов. Наличие таких взаимосвязанных изменений элементного и изотопного состава ОВ черных сланцев, характер распределения и перераспределения рудных элементов в них позволяет судить о существовании надежного поискового критерия для рассматриваемого типа оруденения, локализующегося в зонах брекчирования межпластовых срывов среди черносланцевых отложений Туркестано-Алайского региона.

Список литературы

1. Аверина А.С., Ермолаев Н.П. Перераспределение рудных микроэлементов между минеральной и органической фазами углеродисто-кремнистых сланцев в процессах регионального метаморфизма // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2. М.: Наука, 1989. С. 72–78.
2. Ааматов С., Кабо А.Э. Постседиментационные процессы и их влияние на локализацию и перераспределение рудных элементов в древних черносланцевых отложениях Южной Киргизии // Метаморфогенное рудообразование низких фаций метаморфизма складчатых областей фанерозоя. Киев: Наук. думка, 1988. С. 205–209.
3. Ванина Л.В. О тектонической позиции нижнепалеозойских отложений в герцинидах Южного Тянь-Шаня (на примере восточного Карачатгана и смежных районов Алайского хребта) // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1987. С. 119–139.
4. Вассоевич Н.Б. Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973. 198 с.
5. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986. 173 с.
6. Ждан А.В. О тектонической приуроченности некоторых рудных проявлений Алайского хребта // Геотектоника. 1985. № 2. С. 57–66.
7. Кабо А.Э., Ааматов С. Корреляция геолого-геохимических особенностей применительно к расчленению древних черносланцевых отложений Туркестано-Алайского региона // Изв. АН КиргССР. 1987. № 4. С. 70–76.
8. Корчагина Ю.И., Четверикова О.П. Методы интерпретации аналитических данных о составе рассеянного органического вещества. М.: Недра, 1980. 207 с.
9. Риненберг Р.Е., Ждан А.В. Стратиформное положение силурийской глыбовой толщи в Туркестано-Алае (Южный Тянь-Шань). Фрунзе: Илим, 1987. С. 139–146.
10. Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород. Л.: Недра, 1966. 215 с.
11. Сидоренко С.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 155 с.
12. Созинов Н.А., Ермолаев Н.П. Биогенные и осадочные отложения в докембрии // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 10. М.: Наука, 1985. с. 5–13.
13. Турдукеев И.Д., Фриев Э.Х., Шатемиров С.К. и др. Продуктивные металлоносные и потенциально рудоносные формации стратифицированных толщ Туркестано-Алая // Вопросы рудообразования Тянь-Шаня. Фрунзе: ФПИ, 1980. С. 88–115.

Институт геологии АН Кыргызстана,
Бишкек

Поступила в редакцию
10.V. 1988

УДК 552.54:551.72(470.2)

© 1993 Сафронов В.Т., Степанова Н.А.

**КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ ЛЮДИКОВИЙСКОГО ЭТАПА
РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКОЙ СИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ
(ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ)**

Приведены геологические, петро-геохимические данные о карбонатных породах людиковия Северо-Карельской структурной зоны. Восстановлен исходный состав исследованных пород, определена возможная глубина палеобассейнов седиментации.

В разрезах всех докембрийских регионов Земли присутствуют и иногда в значительных количествах метакарбонатные породы, причем наблюдаются они в самых древних осадочно-вулканогенных комплексах (комплекс Исуа, юго-западная Гренландия, возраст 3,8 млрд лет; группа Онвервахт – 3,4 млрд. лет и группа Фиг-Три 3,0 млрд. лет, Южная Африка; ольхонская серия Прибайкалья; федоровская свита Алданского щита; горанская свита Средней Азии и т.д.).

Карбонатные и силикатно-карбонатные докембрийские породы довольно широко распространены и на территории восточной части Балтийского щита. Наибольшего распространения карбонатные отложения достигли в протерозое, в котором отмечаются три эпохи мощного карбонатакопления, приуроченные к ятулийскому, людиковийскому (PR_1) и кильдинскому (R_3) этапам протерозоя [8 и др.]. Для ятулийского этапа характерна впервые проявленная на Балтийском щите пестроцветность и красноцветность силикатно-карбонатных отложений, широкое развитие строматолитовых и онколитовых карбонатов. Людиковийский этап отличался широким развитием углеродистых, высокоуглеродистых пород часто с заметным количеством сульфидов железа. Верхнепротерозойский уровень (R_3) карбонатакопления являлся самым крупным этапом в докембрии, а по составу карбонаты варьировали от чистых известняков до доломитов, причем последние часто строматолитовые и онколитовые и содержат повышенные количества $C_{орг}$ (до 3,6%) [8 и др.].

В данной статье будут рассмотрены карбонатные породы только людиковийского этапа PR_1 , которые в публикациях наименее освещены.

СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКАЯ СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Северо-Карельская синклиналичная зона, расположенная на северной и северо-восточной окраинах Карельского пояса карелид, прослеживается на расстоянии 250 км. В пределах этой зоны выделяются три района развития нижнепротерозойских образований (западный, центральный, восточный), разобщенные полями гранитоидов [6], причем карбонатные, карбонатсодержащие породы встречаются только в западном и центральном районах.

В западном районе карбонатные породы были изучены в северной части Куолярвинского синклинория, в так называемом пюхярвинском типе разреза *соваярвинской свиты*. Данная свита в основании сложена различными сланцами (биотит-амфиболовыми, карбонат-хлоритовыми, углеродистыми и др.). Карбонатные породы представлены главным образом линзами и горизонтами серых, темно-серых доломитов мощностью до 10 м (табл. 1). Текстура пород часто

Таблица 1

Химический состав карбонатных пород свиты соварья, мас. %

Компоненты	Номера образцов									
	П-10/2	П-10/16	П-17/1	П-17/2	П-17/3	П-17/5	П-20/2	П-11/1	П-10/17	П-10/15
SiO ₂	5,71	15,98	18,53	11,22	21,94	16,98	2,41	16,94	5,76	12,51
TiO ₂	—	0,08	0,09	0,30	0,17	0,25	—	—	—	0,13
Al ₂ O ₃	—	—	2,97	3,86	3,19	4,31	0,11	0,16	0,11	1,67
Fe ₂ O ₃	1,59	0,97	0,64	1,73	1,23	1,08	0,68	1,32	1,12	0,89
FeO	0,90	0,81	0,59	3,82	2,21	2,24	0,24	0,23	0,69	1,05
CaO	28,50	25,44	24,00	25,35	33,11	28,83	29,97	24,14	27,70	42,40
MgO	19,83	16,86	17,06	17,39	12,00	14,05	20,10	18,00	20,45	6,32
MnO	0,09	0,30	0,06	0,28	0,14	0,17	0,14	0,05	0,06	0,19
P ₂ O ₅	0,03	0,10	0,18	0,23	0,06	0,13	0,06	0,01	0,06	0,09
Na ₂ O	0,45	0,45	0,59	1,01	0,68	1,18	0,51	0,31	0,31	0,83
K ₂ O	0,13	0,31	1,22	1,50	0,15	0,19	0,15	0,56	0,15	0,09
H ₂ O ⁺	0,41	0,40	—	0,84	1,51	0,99	—	0,06	0,09	0,62
H ₂ O ⁻	0,04	0,10	0,19	0,23	0,28	0,21	0,18	0,08	0,06	0,12
CO ₂	42,00	38,55	33,85	34,00	24,00	29,05	45,20	38,25	43,90	32,90
C	0,14	—	0,11	—	—	—	—	—	—	0,14
S	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,03	—
Σ	99,82	100,35	100,08	100,69	100,67	99,66	99,75	100,16	100,49	99,95
M	0,41	0,39	0,42	0,40	0,26	0,32	0,40	0,42	0,42	0,13

Примечание. П-10/2, П-10/17 — темно-серые доломиты; П-10/16 — светло-серый песчанистый доломит; П-17/1, П-17/2 — темно-серые песчанистые доломиты; П-17/3 — серый песчанистый известковый доломит; П-17/5 — серый песчанистый известковый доломит; П-20/2 — белый доломит; П-11/1 — песчанистый доломит; П-10/15 — серый песчанистый известняк.

Коэффициент магнезиальности: $M = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{CaO})$, мас. %; 0,0—0,0196 — известковый мрамор; 0,0197—0,0992 — доломитисто-известковый мрамор; 0,0993—0,202 — доломито-известковый мрамор; 0,203—0,308 — известково-доломитовый мрамор; 0,309—0,396 — известковисто-доломитовый мрамор; 0,397—0,418 — доломитовый мрамор [10]. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (аналитики: Г.Ф. Галковская, Е.В. Черкасова).

Характеристика карбонатных пород по данным рентгено-фазового анализа

Номер образца	Минералы
Свита соаярви	
П-10/2	Доломит, кварц, гидрослюда
П-10/16	Доломит, кварц, полевого шпата
П-11/1	Доломит, кварц
П-10/17	Доломит, кварц, полевого шпата
П-10/15	Кальцит, доломит, кварц, хлорит, амфибол группы рибекита-гастингсита
Свита хирвинаволок	
Ку-3/4	Кальцит, кварц
Ку-10/17	Кальцит, кварц, хлорит
Ку-10/5	Кальцит, доломит, кварц, амфибол группы рихтерита-гастингсита
Ку-6/3	Доломит, кальцит, хлорит, амфибол группы рихтерита-гастингсита

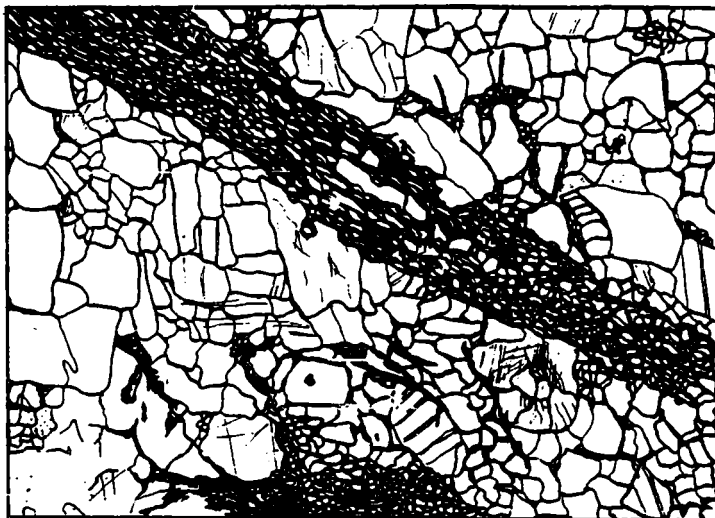
Примечание. Аналитик А.Б. Шеко (ИЛС РАН).

полосчатая. Порода состоит из изометричных зерен доломита (до 85–90%), кальцита (до 10–15%), кварца (до 15%), полевого шпата (до 10%), амфибола (до 5%), биотита (0–3%). Иногда в доломитах этого района отмечаются сфен и циркон, причем эти минералы обычно встречаются в породах, где присутствуют амфибол, кварц, полевого шпата, т.е. в отложениях, изначально содержащих терригенную примесь (табл. 2).

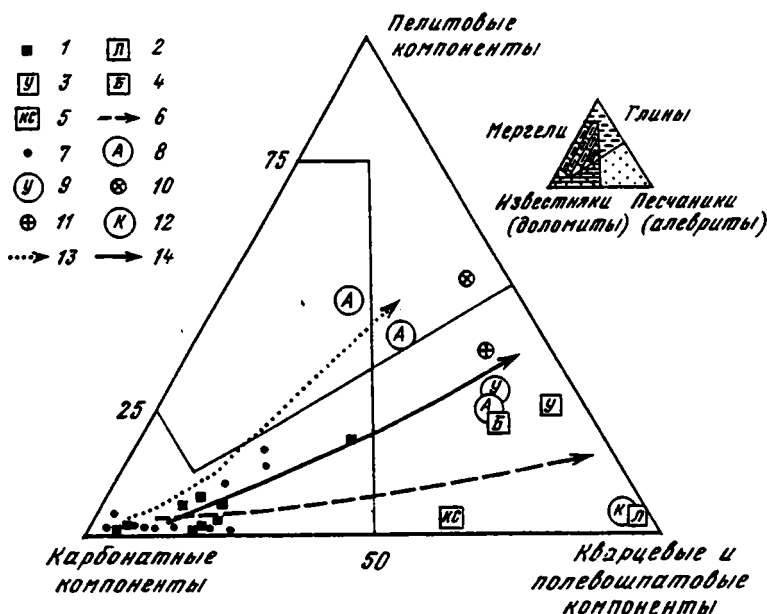
Довольно часто в карбонатных породах присутствует углеродистое вещество (см. табл. 1), представленное тонкодисперсной разновидностью, которое распределяется или равномерно по всей породе, иногда с округлыми участками, более насыщенными $C_{орг}$, или в виде микрослоек мощностью от 0,02–0,04 до 0,25–0,8 мм (фиг. 1). Углеродсодержащие слои сложены обычно более мелкозернистым карбонатом, чем слои без углерода.

Исследованные породы по содержанию силикатной примеси разбиваются на чисто карбонатные породы ($CO_2 > 40\%$), породы с силикатной примесью (CO_2 30–40%) и породы смешанного состава (CO_2 20–30%), а по коэффициенту магнезиальности ($M = MgO/CaO + MgO$, мас. %) [10] они образуют ряд от доломитовых до существенно известковых мраморов (см. табл. 1). Расположения фигуративных точек этих пород на диаграмме МАК [7] указывают, что изученные карбонаты относятся к породам, подчиненным вулканогенно-осадочным, терригенно-осадочным фациям. Проведенные определения исходного нормативно-минерального состава пород по методике [9] показывают, что первичными отложениями были как чисто карбонатные, так и силикатно-карбонатные осадки. В последних обломочная часть (6,37–22,14%, в среднем по пяти образцам – 15,24%) была представлена в основном кварцем (в среднем 6,19%) и плагиоклазом (в среднем 6,86%) и в небольшом количестве ортоклазом, а глинистая (0,0–5,71%, в среднем 3,04%) – незначительным количеством иллита и хлорита, т.е. среди исходных отложений свиты соаярви, по-видимому, наиболее был развит ряд карбонат – полимиктовый песчаник (фиг. 2).

В центральном районе Северо-Карельской зоны карбонатные породы наблюдаются в пределах Кукаозерской синклинали, в осевой части которой расположен сланцево-карбонатно-амфиболитовый комплекс (свита хирвинаволок). Свита разбивается на пять последовательных пачек [6]. Впервые карбонат-



Фиг. 1. Микроскопическое распределение углеродистого вещества (C_{org}) в доломите свиты со-
ваярви. Шлиф П-10/7, николи П, увел. 60



Фиг. 2. Диаграмма карбонатные – пелитовые – кварц-полевошпатовые компоненты [10] для нормативного исходного минерального состава пород. Свита соваярви: 1 – карбонатные породы (единичные анализы); 2 – лидиты (4); 3 – высокоуглеродистые породы (4); 4 – биотит-кварцевые сланцы; 5 – карбонатсодержащие сланцы (5); 6 – тренд пород свиты соваярви. Свита хирвинаволок: 7 – карбонатные породы (единичные анализы); 8 – амфиболиты; 9 – высокоуглеродистые породы (7); 10 – глиноземистые сланцы (4); 11 – углеродистые сланцы (6); 12 – кварцит; 13 – ряд карбонаты – мергели – глины; 14 – ряд карбонаты – полимиктовые песчаники (алебриты). В скобках – число проанализированных образцов

ные породы встречаются в III пачке свиты (табл. 3), где они ритмично переслаиваются с различными сланцами (кварц-биотитовыми, гранат-амфибол-биотитовыми и др.) и амфиболитами, причем вверх по разрезу мощность и количество

Компоненты	III пачка							
	Ку-82Г	Ку-82В	Ку-26/1	Ку-26/3	Ку-30	Ку-10/5	Ку-23/4	Ку-6/3
SiO ₂	12,29	0,52	33,62	19,14	30,01	5,44	45,27	2,51
TiO ₂	0,17	0,17	0,25	0,13	0,34	0,17	0,32	—
Al ₂ O ₃	—	0,20	7,53	4,35	6,77	1,07	8,12	1,75
Fe ₂ O ₃	0,34	0,41	1,38	1,93	1,64	1,84	0,79	0,47
FeO	2,62	0,09	1,79	1,16	1,90	1,07	2,71	1,58
CaO	33,79	52,89	21,32	24,06	18,02	45,04	12,51	41,23
MgO	11,10	1,69	16,57	18,94	13,88	4,52	9,40	9,40
MnO	0,14	0,03	0,04	0,06	0,04	0,23	0,08	0,03
P ₂ O ₅	0,22	0,08	0,18	0,35	0,13	0,04	0,07	0,04
Na ₂ O	0,59	0,85	0,74	0,63	0,42	0,62	0,42	0,30
K ₂ O	0,07	0,22	1,87	1,17	1,73	0,40	1,92	0,15
H ₂ O ⁺	0,10	0,13	1,13	1,25	1,01	0,34	1,79	0,41
H ₂ O ⁻	0,19	0,22	0,31	0,28	0,28	0,16	0,06	0,04
CO ₂	37,65	42,75	12,90	26,10	23,80	38,70	15,80	40,83
C	0,30	—	—	—	—	—	—	0,79
S	—	—	—	0,05	—	—	0,05	—
Σ	99,57	100,25	99,63	99,60	99,97	99,64	99,31	99,53
M	0,24	0,03	0,43	0,43	0,43	0,09	0,42	0,18

Примечание. III пачка: Ку-82Г — песчанистый известково-доломитовый мрамор, Ку-82В — Ку-26/3 — песчанистый доломитовый мрамор; Ку-30 — карбонатный (доломитовый) кристаллосланец; Ку-6/3 — темно-серый доломито-известковый мрамор; Ку-3/2 — черный песчанис-песчанистый доломито-известковый мрамор; Ку-3/4 — темно-серый известковый мрамор; известковый мрамор; Ку-23/5 — красный песчанистый доломитовый мрамор; Ку-24/5 — чер-коэффициент магнезиальности [10]. Анализы выполнены в химико-аналитической лабора-

карбонатных слоев увеличиваются и в верхней части пачки карбонатные поро-ды преобладают. Мощность III пачки 50–200 м. Вышележащая IV пачка свиты (50–100 м) полностью сложена мраморами (см. табл. 3).

Карбонатные породы свиты хирвинаволок, представленные известковыми, доломитовыми мраморами, карбонатными сланцами, имеют различную окраску (белые, серые, темно-серые, черные, редко красные), часто обусловленную присутствием или отсутствием пигментирующего $C_{орг}$. Карбонатные породы обычно имеют среднезернистое строение, массивную и полосчатую текстуру. Главными минералами являются в доломитовых мраморах — доломит (до 90–93%), в известковых — кальцит (90–93%), второстепенными и акцессорными — кварц, полевой шпат, амфибол, биотит (флогопит), рудные (см. табл. 2). Часто в карбонатных породах свиты присутствует углеродистое вещество (см. табл. 3), которое распределяется так же, как и в карбонатах свиты соваярви, равномерно по всей породе, в виде круглых сгустков или образует микрослойки небольшой мощности (от сотых долей до 1 мм) (фиг. 3), причем и здесь в угле-родсодержащих слоях карбонат имеет более мелкозернистое строение, чем в породе, где $C_{орг}$ отсутствует. Но содержания $C_{орг}$ в породах свиты хирвинаволок значительно выше, чем в карбонатных отложениях свиты соваярви (см. табл. 1 и табл. 3).

Значения коэффициента M (0,03–0,43), содержания CO_2 в породах (12,90–45,30%), а также расположение фигуративных точек на диаграмме МАК [7], по-видимому, указывают на то, что первоначально породы представляли собой

свиты хирвинаволок, мас. %

IV пачка								
Ку-3/2	Ку-82 ^Д	Ку-82 ^Н	Ку-3/4	Ку-20/2 ^а	Ку-84 ^Д	Ку-23/5	Ку-24/5	Ку-10/17
14,38	0,32	22,86	3,83	2,96	11,58	17,85	21,44	0,74
0,23	0,17	0,16	0,08	0,08	—	0,13	—	0,04
1,51	0,06	0,25	0,94	1,47	0,87	3,51	1,23	—
0,50	0,86	0,53	0,55	0,21	0,42	0,79	1,76	0,83
1,57	0,31	2,39	1,52	0,65	0,63	1,60	0,58	0,24
40,39	32,55	33,04	48,23	29,59	44,55	23,14	34,31	53,09
1,18	18,49	7,23	1,24	19,18	5,04	17,14	10,08	2,01
0,37	0,18	0,08	0,57	0,10	0,18	0,06	0,31	0,05
0,11	0,02	0,07	0,04	0,01	0,04	0,25	0,02	0,04
0,83	0,51	0,59	0,58	0,85	0,89	0,52	0,80	0,48
0,09	0,07	0,11	0,07	0,38	1,01	0,68	0,19	0,10
0,49	0,34	0,05	0,33	0,19	—	1,18	0,29	0,73
0,26	0,15	0,15	0,02	0,15	0,26	0,24	0,21	0,16
32,68	45,30	21,85	39,96	42,79	23,45	33,60	23,60	42,10
5,25	1,44	8,20	2,32	1,80	2,64	—	4,78	—
—	—	—	—	—	—	—	—	0,03
99,84	100,77	99,47	100,28	100,41	100,56	100,69	99,60	100,64
0,03	0,36	0,18	0,02	0,39	0,10	0,42	0,23	0,04

белый известковый мрамор; Ку-26/1 — карбонатный (доломитовый) кристаллосланец; лосланец; Ку-10/5 — известковый мрамор; IV пачка: Ку-23/4 — карбонатсодержащий кристаллитный известковый мрамор; Ку-82^Д — темно-серый доломитовый мрамор; Ку-82^Н — черный Ку-20/2^а — темно-серый доломитовый мрамор; Ку-84^Д — темно-серый песчанистый доломитовый песчанистый известково-доломитовый мрамор; Ку-10/17 — известковый мрамор. М — тории ГИН РАН (аналитики: И.Л. Бирюкова, Г.Ф. Галковская).

ряд от известковых до чисто доломитовых отложений и от чистых карбонатов до карбонатных осадков, содержащих значительное количество силикатной примеси. Изученные карбонатные породы, судя по расположению фигуративных точек на диаграмме МАК, в большинстве своем относятся к породам, подчиненным вулканогенно-осадочным фациям. Пересчеты части исследованных пород свиты хирвинаволок на нормативно-минеральный состав исходных отложений по методу, изложенному в работе [9], подтверждают вышесказанное: первоначально породы были представлены как чисто карбонатными осадками, так и содержащими большее или меньшее количество силикатной примеси. При этом в породах с силикатной примесью большую часть примеси составляет обломочный компонент (кварц + полевои шпат) и меньшую часть — глинистый (главным образом иллит + хлорит). Так, проведенные литохимические пересчеты химических анализов пород III пачки на исходный минеральный состав показали, что в среднем (по четырем образцам) обломочный компонент составлял, 17,22% (кварц 10,53%, плагиоклаз 5,15%, ортоклаз 1,54%), а глинистый 9,49% (иллит 7,47%, серпентин 1,90%, хлорит 0,12%). Терригенная часть первичного минерального состава силикатно-карбонатных пород IV пачки состояла в среднем (по шести образцам) из обломочной составляющей 16,61% (кварц 11,20%, плагиоклаз 5,16%, ортоклаз 0,23%) и небольшого (4,58%) количества глин (иллит 3,62, хлорит 0,48%, каолинит, 0,29% и серпентин 0,19%).

Из рассмотрения разреза свиты следует, что среди исходных отложений присутствовало два ряда осадков (см. фиг. 2): карбонат-мергель — глина и



Фиг. 3. Микрослоистое распределение углеродистого вещества (C_{org}) в известковом мраморе свиты хирвинаволоков. Шлиф Ку-3/4, никол П, увел. 60

относительно более широко был представлен ряд карбонат – полимиктовый песчаник (алевролит).

Геохимические особенности карбонатных пород

Проведенное изучение концентраций ряда малых и редких элементов в карбонатных породах людиковия Северо-Карельской зоны показывает, что содержания ряда микроэлементов: Cr, Ni, Co, V и др. (табл. 4) в породах обеих свит примерно одинаковы и отвечают средним содержаниям этих элементов в карбонатных отложениях фанерозоя. Но имеются и отличия. Так, в ряде образцов свиты соваярви содержатся резко повышенные (до 65–415 г/т) концентрации меди. По другим данным [1], количество Cu в серых, черных доломитах свиты колеблется в пределах 59–315 г/т (в среднем по 51 образцу – 197 г/т). По данным тех же авторов подобные содержания наблюдаются и в карбонатных породах колосйокской свиты печенгской серии (59–320 г/т и в среднем по 53 образцам 126 г/т).

Интересно отметить, что содержания свинца в исследованных породах свит соваярви и хирвинаволоков колеблются вблизи кларка (см. табл. 4), в то время, как в работе [1] приводятся повышенные концентрации Pb (от 30 до 67 г/т, в среднем 58 г/т) в свите соваярви.

В то же время содержания цинка в карбонатных породах свиты соваярви ниже кларка пород фанерозоя как по нашим данным (табл. 5), так и по данным вышеупомянутых авторов и колеблются в пределах 5–18 г/т. Несколько повышены относительно кларка и пород свиты соваярви концентрации Zn в известковых мраморах свиты хирвинаволоков (см. табл. 5). По данным других исследователей [14], среднее содержание Zn в известковых мраморах свиты хирвинаволоков равно 60 г/т. Возможно, несколько повышенные количества Zn в этих породах обусловлены присутствием здесь значительных содержаний C_{org} (см. табл. 3), так как Zn является одним из биофильных элементов.

В изученных породах постоянно отмечается наличие циркония (см. табл. 5) и наблюдается корреляционная зависимость Zr от количества силикатной примеси, причем содержание Zr повышено относительно кларка карбонатов фанерозоя в породах обеих свит.

Содержания малых элементов в карбонатных породах свиты соваярви (П), хирвинаволок (Ку) и фанероза (Ф), г/г

Свита	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
П(10)	< 10–21	< 10–13	< 5–13	< 15–415	< 5–10	< 5	< 10	< 1,0–2,4	< 1,5–1,6
Ку(17)	3–60	< 3–20	< 3–27	< 5–< 15	< 3–16	< 5–8	< 3–11	< 0,5–1,5	< 1,5
Ф	11	20	20	4	0,1	9	4	0,2	0,4

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (аналитик И.Ю. Лубченко). Содержания малых элементов в карбонатных породах фанероза в этой и следующей таблицах заимствованы из работы [18]. В скобках приведено число анализов.

Содержания бария в исследованных породах Северо-Карельской зоны превышают его концентрации в карбонатных отложениях фанероза (см. табл. 5), причем его содержания коррелируются с количествами SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O , т.е. терригенной (глинисто-песчаной) примесью. Это, по-видимому, свидетельствует о нормальных условиях седиментации, без признаков эвапоритизации в последнем случае распределение Ba связано с карбонатным компонентом).

Аналогично обстоят дела и с содержаниями рубидия и лития, которые также взаимосвязаны с Al_2O_3 и K_2O , кроме того, Li коррелируется также и с Mg.

Стронций, как известно, – один из карбонатфильных элементов и обычно геохимически связан с Ca. В исследованных породах концентрация Sr ниже кларка Sr в осадочных породах фанероза (см. табл. 5) и довольно близка к средним содержаниям (447 г/г) Sr в карбонатных породах Русской платформы [2]. Пониженные относительно кларка содержания Sr объясняются заметными количествами терригенной примеси в составе пород, причем, однако, это не мешает проявиться корреляционной зависимости Sr от содержаний CaO (см. табл. 3 и 5).

Марганец является также одним из характерных элементов карбонатных отложений. В исследованных породах содержание MnO колеблется в довольно широких пределах (0,02–0,57%) и средние содержания близки к концентрациям Mn в карбонатных породах фанероза, причем повышенные количества его приурочены к известковым мраморам свиты хирвинаволок (см. табл. 1 и 3). Однако, по данным А.И. Голубева и др. [3], содержания MnO в доломитовых мраморах м. Хирвинаволок достигают 1,53%.

Содержания фосфора находятся на уровне кларка осадочных пород (см. табл. 1 и 3) и не коррелируются с повышенными количествами $\text{C}_{\text{орг}}$. В большинстве случаев содержание P_2O_5 в доломитовых разностях (до 0,25–0,35%) выше, чем в известковых (до 0,07–0,11%).

Таким образом, проведенное изучение характера распределения ряда малых и редких элементов показало, что в исследованных породах наблюдаются черты как общие для всех карбонатных отложений (связь Sr, с Ca, а Rb, Ba, Li с терригенным материалом), так и характерные для пород этой зоны (например, несколько повышенные концентрации Zr) и отдельных свит (резко повышенные содержания Cu в породах свиты соваярви).

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов

Изучение изотопного состава углерода и кислорода карбонатных пород Северо-Карельской зоны (табл. 6) показало, что диапазоны значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ отражают различные условия накопления и дальнейшего преобразования первично-седиментогенных отложений свит хирвинаволок и соваярви.

Изотопно-кислородный состав изученных карбонатов характеризуется доста-

Таблица 5

Содержания малых и редких элементов в карбонатных породах свит соаварви (Ш), хирвинаволок (Ку) и фанерозоя (Ф), г/г

Номер образца	Zn	Zr	Rb	Sr	Ba	La	Ce	Y	Li	B
П-11/1	12	48	19	47	49	11	17	12	Не опр.	Не опр.
П-10/17	15	39	< 1	36	30	13	24	12	>	>
Ку-3/2	32	68	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	>	>
Ку-3/4	51	42	>	>	>	>	>	>	>	>
Ку-10/17	< 2	39	< 1	580	26	18	23	< 1	>	>
Ку-23/4	< 30	Не опр.	62	160	500	Не опр.	Не опр.	Не опр.	34	6
Ку-23/5	< 30	>	23	320	120	>	>	>	17	6
Ку-24/5	< 30	>	Не обн.	400	< 30	>	>	>	1,6	6
Ку-26/1	< 30	>	60	200	450	>	>	>	31	6
Ку-26/3	< 30	>	46	280	300	>	>	>	21	6
Ку-84 ^Д	< 30	>	Не обн.	400	30	>	>	>	0,9	6
Ф	20	19	3	610	10	—	11,5	30	5	20

Примечание. Образцы П-11/1—Ку-10/17 анализировались в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (аналитики: А.И. Шильников, И.Ю. Лубченко). Обр. Ку-23/4—Ку/84^Д — анализировались в Бронницкой ГГЭ (аналитики Л.Ф. Солоухина, Л.Н. Бусахина).

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатных пород

Номер образца	Порода	$\delta^{13}\text{C},\%$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O},\%$ (SMOW)	$\text{C}_{\text{орг}},\%$
Свита соваярви				
П-17/1	Песчанистый доломит	+6,8	+19,5	0,11
П-17/2	То же	+2,6	+15,1	Не обн.
П-17/3	Известковый доломит	+0,5	+14,7	>
П-17/5	Известковистый доломит	+4,1	+15,8	>
П-20/2	Доломит	+10,0	+17,7	>
П-10/17	>	+6,9	+22,6	>
Свита хирвинаволоок, III пачка				
Ку-82Г	Известково-доломитовый мрамор	+6,8	+18,8	0,30
Ку-82В	Известковый мрамор	+6,9	+16,0	Не обн.
Ку-26/1	Доломитовый кристалло-сланец	+5,2	+19,0	>
Ку-26/3	Доломитовый мрамор	+6,8	+18,9	>
Ку-30	Доломитовый кристалло-сланец	+7,5	+19,5	>
Свита хирвинаволоок, IV пачка				
Ку-23/4	Карбонатсодержащий кристаллосланец	+3,3	+17,8	>
Ку-6/3	Доломито-известковый мрамор	+4,4	+18,4	0,79
Ку-82Д	Доломитовый мрамор	-11,9	+12,6	1,44
Ку-82Д	То же	-12,0	+12,9	1,44
Ку-82Н	Доломито-известковый мрамор	-17,2	+14,3	8,20
Ку-3/4	Известковый мрамор	-10,8	+15,7	2,32
Ку-20/2 ^а	Доломитовый мрамор	-1,1	+15,6	1,80
Ку-23/5	Доломитовый мрамор	+8,6	+19,4	Не обн.
Ку-24/5	Известково-доломитовый мрамор	-15,6	+14,5	4,78
Ку-10/17	Известковый мрамор	+4,1	+17,8	Не обн.

Примечание. Номера образцов соответствуют приведенным в табл. 1, 2, 3 и 5. Анализы выполнены в Лаборатории изотопной геологии ИЛС РАН на приборе Вариан-МАТ-250.

точно узким диапазоном (от +12,6 до +19,5‰) значений $\delta^{18}\text{O}$ (единичное значение +22,6‰), что соответствует значениям первично-осадочных, в дальнейшей истории метаморфизованных, карбонатов [13].

Изотопные-углеродные характеристики карбонатного углерода в свою очередь более устойчивы к различным вторичным изменениям по сравнению с кислородными характеристиками.

При глубоком метаморфизме биогенного органического вещества, как известно, величина $\delta^{13}\text{C}$ не изменяется. Аналогичная картина наблюдается и при региональном метаморфизме первично-осадочных докембрийских карбонатов, для которых также характерна высокая сохранность значений $\delta^{13}\text{C}$, отражающих не только палеофациальные условия отложений (лито-фациальные и гидрохимический тип бассейна осадконакопления), но и характер биогенных процессов в седиментационном бассейне.

Широкий разброс ($\delta^{13}\text{C}$ от -17,2 до +8,6‰) полученных изотопно-углеродных

характеристик карбонатов свиты хирвинаволоков свидетельствует о доминирующей роли литогенетических процессов в формировании изотопного состава изученных карбонатов. Отмечается определенная корреляционная связь между изотопным составом углерода карбонатов и содержанием S_{org} . Часть образцов обогащена углеродистым веществом (см. табл. 6), что находит свое отражение в их изотопном составе ($\delta^{13}C$ от $-1,1$ до $-17,2\%$), формирующимся при участии биогенной изотопно-легкой углекислоты.

В то же время некоторые карбонаты значительно обогащены изотопно-тяжелым углеродом ($\delta^{13}C$ от $+3,3$ до $+8,6\%$). Необходимо отметить, что аномально-тяжелые по углероду карбонаты в докембрийских породах установлены в различных регионах мира: серия Ломогунди (Зимбабве), Сутамский гранулитовый комплекс, толща Лофотен-Вестрален, Украинский щит, и так или иначе связаны с углеродистыми отложениями [4, 13, 15]. Широко бытующее представление о генезисе изотопно-тяжелых карбонатов в результате приповерхностей разгрузки гипотетических глубинных флюидов, на наш взгляд, выглядит достаточно упрощенно. По-видимому, формирование изотопно-углеродных аномалий связано с вполне конкретными микробиологическими процессами, биогеохимическими процессами взаимодействия между компонентами самого осадка, его минеральной и органической частями на стадии диагенеза.

Процессы растворения первичных карбонатов и их диагенетической перекристаллизации с участием изотопно-тяжелой углекислоты, образовавшейся благодаря жизнедеятельности анаэробных микроорганизмов, обусловило диапазон значений $\delta^{13}C$ изученных карбонатов углеродистой свиты хирвинаволоков, который значительно шире диапазона нормальных осадочных карбонатов.

Изотопный состав карбонатов свиты соваярви, характеризующийся более узким (от $+0,5$ до $+10,0\%$) диапазоном значений $\delta^{13}C$, также связан с микробиально-диагенетическим преобразованием органического вещества и карбонатов.

Различие в изотопном составе этих двух свит связано с их литофациальными особенностями. В зависимости от условий, в которых фоссилизируется органическое вещество и происходит сопряженная во времени перекристаллизация карбонатов, возможно образование продуктов различного изотопного состава.

* * *

Выше упоминалось, что в карбонатных породах Северо-Карельской зоны довольно характерно присутствие углеродистого вещества (см. табл. 1, 3) и часто цвет данных карбонатов (серый, темно-серый, черный) определяется количеством пигментирующего S_{org} , находящегося в породах. Следует заметить, что углеродистое вещество имеет, по-видимому, биогенное происхождение, на которое указывают обнаруженные в этих породах следы жизнедеятельности простейших организмов (строматолиты и онколиты) [3, 12 и др.], а также изотопные данные. Интересно, что содержание S_{org} в карбонатных породах Северо-Карельской зоны (см. табл. 1, 3) сопоставимо с содержаниями S_{org} в современных карбонатных осадках ($0,98-5,23\%$) [17].

Для исследованных карбонатных пород характерно преобладание доломитовых разностей. Это обуславливается, по-видимому, присутствием в области сноса пород ультраосновного – основного состава и соответственно повышенными содержаниями Ca и Mg в палеобассейнах седиментации; широким развитием в палеобассейнах простейших водорослей, а по данным ряда исследователей [11, 16 и др.] органическое вещество способствует образованию седиментационных, седиментационно-диагенетических доломитов.

Формирование карбонатных отложений в Северо-Карельской зоне, по-види-

тому, происходило в мелководных палеобассейнах, на что указывает присутствие в составе карбонатных отложений главным образом песчанистого (кварц + + полевой шпат) материала. Кроме того, по данным Ю.П. Казанского [5], доломитовые отложения в раннем докембрии часто приурочены именно к прибрежным фациальным зонам и следы жизнедеятельности простейших организмов (строматолиты и онколиты) характерны для мелководных (сублиторальных) обстановок.

Список литературы

1. Ахмедов А.М., Негруца В.З. Докембрийские углеродсодержащие сланцы восточной части Балтийского щита и их рудная специализация // Роль литолого-стратиграфического, структурного и палеогеографического факторов в формировании месторождений полезных ископаемых на северо-западе РСФСР. М., ВГФ, 1978. С. 25–43.
2. Виноградов А.П., Ронов А.Б., Ратынский В.М. Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 1. С. 33–50.
3. Голубев А.И., Ахмедов А.М., Галдобина Л.П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1984. 193 с.
4. Загитко В.Н. О причинах аномальных значений $\delta^{13}\text{C}$ в докембрийских карбонатах (на примере Украинского щита) // Тез. докл. XII Всес. симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М.: Изд-во ГЕОХИ АН СССР, 1989. С. 335.
5. Казанский Ю.П. Физико-химические условия морского карбонатонакопления в докембрии // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 6. С. 37–42.
6. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 130 с.
7. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
8. Предовский А.А., Мележик В.А., Любцов В.В. и др. Парагенезис и условия формирования карбонатных пород докембрия восточной части Балтийского щита // Проблемы осадочной геологии докембрия. 1981. Вып. 6. С. 71–76.
9. Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. 1975. Вып. 4. Кн. 1. С. 60–74.
10. Розен О.М., Андреев В.П., Белов А.Н. и др. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. 253 с.
11. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.
12. Сауцк Ю.И., Макарихин В.В. Органические образования среднепротерозойских пород Карелии как показатели особенностей палеогеографии // Проблемы осадочной геологии докембрия. 1975. Вып. 4. Кн. 2. С. 180–194.
13. Сидоренко А.В., Борщевский Ю.А., Борисова С.Л. и др. Изотопные особенности древнейших карбонатных отложений докембрия // Тез. докл. V Всес. симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М.: Изд-во ГЕОХИ АН СССР, 1974. С. 2–4.
14. Созинов Н.А., Розен О.М., Горбачев О.В. О метаморфизованных конкрециях из отложений протерозоя Северной Карелии // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 3. С. 690–693.
15. Baker A.J., Fallick A.K. Evidence from Leuisian limestones for isotopically heavy carbon in two thousand-million-year-old sea water // Nature. 1989. V. 337. N 6205. P. 352–354.
16. Davies P.J., Ferguson J., Bubela B. Dolomite and organic material // Nature. 1975. V. 255. N 5508. P. 472–474.
17. Ibe A.C., Ferguson J., Kinghorn R.F. e.a. Organic matter content in carbonate sediments in relation to petroleum occurrence // J. Petrol. Geol. 1983. V. 6. N 1. P. 55–70.
18. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Bull. Geol. Soc. America. 1961. V. 72. P. 175–192.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
17.VIII.1992

УДК 552.55:552.54:551.734.3:551.763(476)

© 1993 Махнач А.А., Гулис Л.Ф.

**ЖЕЛВАКОВЫЕ КРЕМНИ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ДЕВОНА И МЕЛА БЕЛАРУСИ. СООБЩЕНИЕ 2. ГЕОХИМИЯ**

Показано, что разница в значениях $\delta^{18}\text{O}$ и концентрациях бора для девонских и меловых желваковых кремней Беларуси обусловлена фациально-палеогеографическим фактором и отражает глобальные седиментологические события. Распределение микроэлементов и $\delta^{18}\text{O}$ в кремнях не дает свидетельств прямого влияния на процесс кремнеобразования.

В предыдущем сообщении [7] была дана петрографическая и минералогическая характеристика желваковых кремней из верхнедевонских и верхнемеловых карбонатных отложений Беларуси. В настоящем сообщении дополним эти сведения геохимической информацией, которая важна для расшифровки природы кремней, а именно для оценки солёности и температуры среды минералообразования, выявления источников вещества, участвовавших в этом процессе, и решения других вопросов, связанных с созданием модели формирования и изменения кремневых желваков в карбонатных толщах.

ХИМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Примечательной особенностью макрохимического состава и девонских, и меловых кремней Беларуси, определявшегося рентгеноспектральным способом (аналитик А.Б. Комаров, ИГГиГ АН Беларуси), является весьма высокое содержание кремнезема (табл. 1), что характерно для кремней в чистых карбонатных отложениях. Содержание SiO_2 до 99% зафиксировано в кремнях из верхнемеловых и палеоценовых известняков Крыма, в то время как в кремнях из одновозрастных пород этого региона, но обогащенных глинистым веществом концентрация не превышает 54% [14], а в кремнях из терригенной толщи ордовика Эстонии составляет 84% [9]. Зависимость "чистоты" кремней от степени карбонатности вмещающих отложений наводит на мысль о том, что явление кремнеобразования включает в себя процессы как цементации субстрата, так и замещения кремнеземом его карбонатной составляющей.

Содержание глинозема, отражающее наличие небольшой глинистой примеси, в меловых кремнях несколько выше, чем в девонских. Интересно, что этим компонентом кремни незначительно богаче, чем вмещающие карбонатные породы. Это можно объяснить появлением малого количества аутигенных глинистых минералов, спровоцированным высоким содержанием SiO_2 в минералообразовательной среде при формировании кремней. Меловые кремни несколько богаче девонских оксидами железа и кальция, что согласуется с большей примесью глины, а также с установленным микроскопически большим количеством гётита, гидрогётита и остатков незамещенных кремнеземом карбонатных фосфоритов в меловых образованиях.

Микроэлементы в кремнях определялись эмиссионным спектральным анализом (аналитик А.Д. Народецкая, ИГГиГ АН Беларуси). Концентрации элементов, обнаруженных во всех исследованных пробах, приведены в табл. 1. В отдельных пробах присутствуют, г/т: Cr 8–20, V 10, Mo 1, Be 3–5, Ga 5–10, Ag 1–3,

Таблица 1

Основные компоненты химического состава кремней и вмещающих их отложений Беларуси

Объект исследования	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Ni	Cu	Ti	Mn	Ba	Zr	B	Y
<i>Верхнедевонская толща</i>												
Внутренние зоны кремней (17)	96,5	1,1	0,3	0,2	5,0	4,8	55	22	60	6,5	25	4,0
Корки на кремнях (12)	97,1	0,9	0,2	0,2	4,0	3,1	36	11	50	2,5	40	3,0
Доломиты (8)	1,9	0,9	0,4	39,8	3,0	4,6	22	140	30	3,6	15	3,0
<i>Верхнемеловая толща</i>												
Внутренние зоны кремней:												
черные (24)	95,4	1,6	0,6	0,4	11	7,7	120	49	65	12	92	9,0
серые (6)	94,4	1,6	0,5	1,0	10	6,5	88	51	60	12	83	9,0
в целом (28)	95,2	1,6	0,6	0,6	10	8,0	110	50	65	12	90	9,0
Корки на кремнях (5)	95,6	1,1	0,4	0,8	10	5,8	82	35	60	11	97	8,0
Мел писчий (1)	0,6	0,5	0,1	56,4	2,5	3,5	10	120	25	2,5	10	15
Раковины иноцерамов, частично замещенные кремнеземом (2)	24,6	0,7	0,1	41,5	2,5	5,8	12	88	25	2,5	10	2,5

Примечание. Для оксидов даны средние арифметические, %, для элементов — средние геометрические (г/г) оценки; в скобках — число определений.

Сопоставление средних концентраций химических компонентов, нормированных по глинозему и оксиду железа в разновозрастных кремнях Беларуси

Логарифм отношения концентраций	Девон (17)			Мел (28)			Параметры сравнения	
	$\bar{x}$	S	$S_{\bar{x}}$	$\bar{x}$	S	$S_{\bar{x}}$	f	t
Fe_2O_3/Al_2O_3	-1,393	0,332	0,081	-1,093	0,359	0,068	43	2,77+
Ni/Al_2O_3	1,625	0,570	0,138	1,898	0,241	0,046	29	1,21-
Ni/Fe_2O_3	3,017	0,474	0,115	2,726	0,669	0,126	43	1,71-
Cu/Al_2O_3	1,536	0,521	0,126	1,633	0,873	0,165	35	0,47-
Cu/Fe_2O_3	2,929	0,628	0,152	2,992	0,288	0,054	30	0,39-
Ti/Al_2O_3	3,966	0,503	0,122	4,267	0,717	0,136	39	1,64-
Ti/Fe_2O_3	5,359	0,456	0,111	5,360	0,535	0,101	43	0,01-
Zr/Al_2O_3	1,802	0,449	0,109	2,017	0,430	0,081	43	1,58-
Zr/Fe_2O_3	3,195	0,446	0,108	3,111	0,324	0,061	43	0,67-
B/Al_2O_3	3,178	0,700	0,170	4,052	0,298	0,056	29	4,88+
B/Fe_2O_3	4,570	0,607	0,147	5,145	0,588	0,111	43	3,11+
Y/Al_2O_3	1,260	0,520	0,126	1,734	0,303	0,057	35	3,41+
Y/Fe_2O_3	2,653	0,731	0,177	2,827	0,346	0,066	31	0,93-

Примечания. $\bar{x}$ — среднее арифметическое; S — стандартное отклонение; $S_{\bar{x}}$ — ошибка среднего; t — фактическое значение критерия Стьюдента; большее (индекс "+") или меньшее (индекс "-") табличного для числа степеней свободы f и уровня значимости 0,01; в скобках — число определений.

Уб 1—4. Концентрации большой группы элементов во всех или многих образцах находятся за пределами чувствительности анализа, г/т: Mo, Be, Yb, Ag < 1, Bi < 3; Cr, Ga, Ge, Sc < 5; Co, V, Pb, Tl, Cd, Sn, Nb < 10, W, La < 30; Sb, Ta, Hf < 100; Sr, Zn < 200; Ce < 300.

Содержания всех исследованных элементов и оксидов весьма близки в различных зонах разновозрастных кремневых желваков (см. табл. 1). Это свидетельствует о том, что ни маршаллитизация кварца, приведшая к образованию корок на кремнях, ни перекристаллизация (вызревание) кремнезема, визуальным выражением которой явилась смена окраски с черной на серую [7], не сопровождались существенным перераспределением химических элементов.

Вместе с тем представляет интерес рассмотреть причины ощутимо более высокой концентрации никеля, меди, титана, циркония, иттрия (примерно в 2 раза) и бора (более чем в 3 раза) в меловых кремнях по сравнению с девонским. Поскольку меловые кремни содержат несколько более высокое, чем девонские, количество глинистых и железистых минералов, можно предположить, что с этим и связано распределение названных элементов.

Проанализируем эту версию вначале для никеля, меди, титана, циркония и иттрия. Если допустить, что химический состав глинистого вещества девонских кремней близок составу пелитовой фракции терригенных нижнефаменских отложений Припятского прогиба [6], и количество глины вычислить по концентрации Al_2O_3 , то только за счет глинистой примеси (~ 6%) концентрация элемента в кремнях составит, г/т: никеля 1,5, титана 150, меди 2,0, циркония 7,5, иттрия 2,0, другими словами, содержания данных элементов в общем обеспечиваются их концентрацией в незначительной глинистой примеси. Вместе с тем участки интенсивного ожелезнения кремней (15—74% Fe_2O_3), не включенные в расчетные выборки, заметно обогащены никелем (до 300 г/т), медью (200 г/т), цирконием (20 г/т), иттрием (20 г/т) по сравнению с визуально нежелезненными зонами

(см. табл. 1). Попутно заметим, что в зонах ожелезнения концентрируются также, г/т: кобальт до 20, хром 70, ванадий 500, марганец 1500 и молибден 20, содержания которых в большинстве проб обычных кремней ниже аналитического нуля и поэтому не учтены в расчетных массивах. Приведенные данные согласуются с результатами расчета средних значений концентраций химических компонентов, нормированных по Al_2O_3 и Fe_2O_3 (табл. 2). Оказалось, что между девонскими и меловыми кремнями имеется существенная (уровень значимости 0,01) разница в концентрации Fe_2O_3 , нормированной по Al_2O_3 . В то же время нет существенной разницы между этими выборками по концентрациям практически всех рассматриваемых здесь элементов, нормированных как по Al_2O_3 , так и по Fe_2O_3 . Это свидетельствует о том, что, во-первых, не вся разница в содержании Fe_2O_3 в меловых и девонских кремнях покрывается различиями в глинистости и, во-вторых, повышенные концентрации никеля, меди, титана, циркония и иттрия в меловых кремнях по сравнению с девонскими удовлетворительно объясняются большим содержанием в первых глинистых и железистых минералов.

Распределение концентраций бора между минеральными фазами кремней иное. Хотя бор может активно сорбироваться оксидами железа [13], в нашем случае ошутимое концентрирование бора рассеянными гидроксидами железа не могло иметь места. Формирование по исходным сульфидам и дальнейшее геохимическое преобразование этой минеральной фазы в кремнях осуществлялось лишь после вывода кремнесодержащих отложений в зону действия атмогенных вод, бедных бором. Поэтому неудивительно, что в гидрогетитовом желваке, обнаруженном нами в одном из меловых кремней, содержание бора оказалось менее 10 г/т.

В выборке, составленной из данных по девонским кремням, обнаруживается тесная положительная корреляционная связь между содержанием бора и глинозема (коэффициент линейной корреляции 0,9). В то же время для меловых кремней значимая корреляция между этими параметрами отсутствует (-0,3). Противоречивость результатов корреляционного анализа объясняется дальнейшими выкладками.

Если положить, что содержание Al_2O_3 в глинистом веществе кремней составляет около 19% (как в существенно гидрослюдистой глинистой фракции нижнефаменских отложений Беларуси), то для объяснения реальной концентрации бора в кремнях только вкладом глинистого компонента придется допустить, что концентрация этого элемента в глине девонских кремней составляет 420 г/т, а меловых — 1100 г/т, что мало вероятно. Такие содержания достигаются лишь в глинистых фракциях верхнефаменских галопелитов — наиболее богатых бором осадочных породах Беларуси [10].

Для понимания поведения бора при кремнеобразовании важно и то, что его средние концентрации, нормированные по глинозему и оксиду железа, весьма существенно различаются для выборок, сформированных из данных по девонским и меловым кремням (см. табл. 2).

Все это указывает на то, что главным минеральным носителем бора в кремнях, определяющим разную бороносность девонских и меловых образований и полностью затушевывающим корреляционную связь глины и бора при достаточно заметных его концентрациях, является кремнезем.

Установление этого факта для исследуемых объектов, содержание кремнезема в которых практически постоянно, дает возможность связывать разницу концентраций бора в меловых и девонских кремнях с неодинаковой соленостью воды бассейнов осадконакопления. Использование содержаний бора в кремнях (и других силицитах) как индикатора солености водоемов с карбонатной седиментацией основано на существенно более высоком кристаллохимическом родстве этого элемента с SiO_2 нежели с карбонатами (см. табл. 1). Не исключена

также роль биогенного фактора, так как известно, что кремнезем скелетов диатомей, губок, силикофлагеллат и радиолярий, который мобилизуется при кремнеобразовании, богаче бором, чем карбонатные раковины, а присутствие бора необходимо для развития диатомей [17, 21]. Возможность накопления значительных количеств бора в кремневых материалах достаточна (в отличие от карбонатов) для отражения изменений его содержания в воде седиментационных бассейнов при ее концентрировании или разбавлении.

Интересно сопоставить содержание бора в белорусских кремнях с таковыми в силицитах других регионов, где с использованием этого индикатора выполнена оценка солёности гидрогеохимической среды. В кремнях из оксфордских известняков Польши (Куявия) зафиксировано 25–40 г/т бора, что, по мнению Т. Зидоровича и Я. Колебски [25], свидетельствует о кремнеобразовании в растворах, представляющих собой смесь морских и пресных вод. В верхней части сенонской карбонатной толщи Мишаш на юге Израиля залегают брекчии, состоящие из обломков кремней и кремневого же матрикса [20]. Кремни, образовавшиеся в условиях морского диагенеза, содержат 70–100 г/т бора, матрикс, сформированный с участием пресных вод при подъеме толщи и размыве кремневых слоев, – 5–13 г/т. В диатомитах Греции, накопившихся в пресноводных озерах, содержание бора 25–35 г/т, в морских условиях – 120–135 г/т и в обстановке соленых щелочных озер – 250–1950 г/т [24]. Высокие содержания бора в диатомитах щелочных озер понятны с учетом активного накопления этого элемента в содовых растворах. Однако удивительно низкие (в среднем 70 г/т) концентрации приведены Р. Шеппардом и А. Гьюдом [23] для кремней типа Магади – диагенетических продуктов озерного содового галогенеза – из эоцен-плейстоценовых отложений ряда районов США, в том числе из известной формации Грин-Ривер (30 г/т). Несмотря на неясность причин столь низких концентраций бора в кремнях типа Магади, диктующую необходимость дальнейшего изучения вопроса для обстановок развития содового процесса, приведенный беглый обзор демонстрирует удовлетворительные индикаторные возможности содержания бора кремней в диапазоне солёности от морских вод до пресных.

Таким образом, на основании распределения концентраций бора можно полагать, что образование девонских кремней Беларуси осуществлялось в гидрогеохимической среде, опресненной по сравнению с обстановкой кремнеобразования в меловом бассейне. Этот вывод подтверждается, с одной стороны, фактом значительной мелководности девонского (франского) моря (лагуны) в пределах карбонатной платформы северо-востока Беларуси и развитием здесь харофитов [7] – жителей опресненных вод, а с другой – пелагическим характером накопления планктонных осадков в меловом бассейне.

Еще один аспект геохимии микроэлементов в кремнях – это выяснение роли эндогенного вещества в кремнеобразовании. Проблема актуальна в связи с тем, что некоторые исследователи [8] считают влияние разгрузки глубинных гидротерм в седиментационный бассейн на формирование желваковых кремней, в том числе и для меловой толщи Беларуси, прямым и определяющим.

Прежде всего отметим, что уже установление нами фациально-палеогеографического контроля кремнеобразования в меловом и девонском бассейнах ставит под сомнение предположение о решающей роли гидротерм, т.е. афациального фактора. Однако рассмотрим этот вопрос с других позиций.

Р. Хесс [18] подчеркнул, что можно различать три ситуации, в которых происходит гидротермальное кремнеобразование: а) пути восходящих флюидов в пределах вулканических комплексов; б) изолированные депрессии в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов; в) геотермальные площади на суше, ассоциирующие с линейными, островными дугами и зонами трансформных разломов или внутриматерикового вулканизма. Перечисленные ситуации не

имеют ничего общего с теми обстановками, в которых происходило формирование кремнесодержащих девонских и меловых отложений Беларуси. Кроме того, известно [15, 18], что зоны эндогенно-гидротермального кремнеобразования, как правило (если не всегда), обогащены цветными металлами и железом, а популярными индикаторами "эндогенного дыхания" являются ртуть и серебро. Концентрации же серебра, меди, свинца в кремнях Беларуси либо на уровне, либо существенно ниже кларковых. Данными определения ртути в белорусских кремнях мы не располагаем, однако заметим, что в пиритах (коллекция Н.Д. Михайлова) из фаменских карбонатных отложений Припятского прогиба, который в раннефаменско-турнейское время переживал главную фазу рифтовой стадии развития, концентрация ртути (по определения Н.А. Озеровой) составляет всего 0,2–0,6 г/т. Это соответствует кларку для глин и на один–три порядка ниже содержаний, достижение которых возможно в гидротермальных сульфидных минералах [11]. Предполагать повышенные содержания ртути в кремнях, кристаллохимически значительно менее предрасположенных к накоплению этого элемента, чем сульфиды, до к тому же в тектонически спокойных структурах, к которым приурочены белорусские кремни, невозможно. Таким образом, нет оснований непосредственно связывать процесс образования желваковых кремней Беларуси с поставкой эндогенного вещества.

СООТНОШЕНИЕ ИЗОТОПОВ КИСЛОРОДА

Нами предпринята попытка с изотопно-геохимических позиций увидеть место желваковых кремней девонских и меловых отложений Беларуси среди подобных разновозрастных образований других регионов и на этой основе приблизиться к решению вопроса интерпретации изотопного состава кислорода в кремнях. Определения изотопного состава кислорода в кремнях выполнены В.Н. Загнитко (ИГиФМ АН Украины), кислорода и углерода во вмещающих карбонатных породах – И.Л. Колосовым (ИГГиГ АН Беларуси).

Оказалось, что изотопный состав кислорода кремней в меловых отложениях Беларуси в среднем на 5,5% более тяжелый, чем в девонских, и весьма близок к таковому кремней из пород мелового возраста в Израиле и центральных и западных штатах США (табл. 3, 4). Кроме того, сходные значения $\delta^{18}\text{O}$ (30,1–33,8%) зафиксированы и в кремнях меловых известняков Западной Европы [16]. Интересно также и то, что утяжеление изотопного состава кислорода кремней в меловых породах по сравнению с девонскими отмечено для территории США (см. табл. 4).

Чем же вызваны столь существенная близость значений $\delta^{18}\text{O}$ в кремнях из меловых отложений самых разных районов земного шара и однонаправленное отличие этих значений от $\delta^{18}\text{O}$ девонских кремней, установленное на Восточно-Европейской платформе и в пределах Северо-Американского континента? Казалось бы, ответ прост: причина – в глобальной эволюции изотопного состава океана. Однако рассмотрим этот вопрос подробнее.

Существуют разные точки зрения на трактовку изотопного состава кислорода в кремнях.

Первая точка зрения [5, 22] действительно состоит в том, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в кремнях из разновозрастных отложений отражают глобальную изотопную эволюцию океанической воды. Однако этот взгляд оспаривается. В.И. Ферронский [12], например, считает изотопный состав кислорода вод океана постоянным по меньшей мере на протяжении последних 250–300 млн. лет. А.Л. Кнаус и С. Эпштейн [19] полагают, что ни обширные оледенения, ни седиментация водосодержащих минералов, ни вклад мантийногенной воды не могут обеспечить такие большие флуктуации $\delta^{18}\text{O}$, которые наблюдаются в кремнях разного возраста.

Вторая точка зрения [19] заключается в объяснении изотопных вариаций в

Таблица 3

Изотопный состав кислорода различных зон желваковых кремней из девонских и меловых отложений Беларуси

Карьер	Образец	Геологический возраст	Анализируемая зона образца	$\delta^{18}\text{O}$ OSMOW
Гралево	Серый камень с мучнисто-землистой коркой	D ₃	Внутренняя часть	+27,2; +27,5*
Верховье	То же	"	Корка	+27,1
			Внутренняя часть	+26,5; +26,7*
			Корка	+27,4
Береза	Кремень, сложенный серым ядром, черной внешней каймой и фарфороподобной коркой	K ₂	Ядро	+30,3
			Кайма	+30,7
			Корка	+31,8
Красно-сельский	Черный кремень с мучнисто-землистой коркой	"	Внутренняя часть	+34,4
			Корка	+35,1
Порозово	То же	"	Внутренняя часть	+32,5
			Корка	+33,2

*Проанализированы две пробы.

Таблица 4

Сопоставление изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ OSMOW, ‰) в разновозрастных кремнях из карбонатных отложений Беларуси, США [19] и Израиля [20]

Объект исследования	$\bar{x}$	S	$S_{\bar{x}}$
Девонские кремни Беларуси	27,1	0,4	0,2
В том числе: внутренние зоны (4)	27,0	0,5	0,2
корки (2)	27,3	0,2	0,2
Меловые кремни Беларуси	32,6	1,8	0,7
В том числе: внутренние зоны (4)	32,0	1,9	0,9
корки (3)	33,4	1,7	1,0
Девонские кремни США (7)	30,0	1,3	0,5
Меловые кремни США (6)	32,3	2,7	1,1
Меловые кремни Израиля (41)	31,6	1,8	0,3

разновозрастных кремнях температурно-климатическими изменениями. Если стать на эту точку зрения, то придется сделать маловероятное допущение существенной близости климатических температур в меловом периоде на территории Беларуси, США, Западной Европы и Ближнего Востока, поскольку значения $\delta^{18}\text{O}$ в кремнях этого возраста в данных регионах почти одинаковы (см. табл. 4).

Третий подход к трактовке изотопного состава кремней сводится к предположению, что кремнезем свежееобразованных кремней характеризуется типично морским ($> 30\%$) значением $\delta^{18}\text{O}$, а затем в ходе геологического времени эта величина снижается в результате воздействия на кремни метеогенных вод, гидротермальных изменений и метаморфизма [16]. При этом, конечно, особенно актуален учет влияния метеогенных вод, которое распространено шире, а распознается труднее, чем гидротермальные и метаморфические изменения. В качестве доказательства реальности снижения значений $\delta^{18}\text{O}$ при образовании (или преобразовании) кремней под влиянием (или с участием) атмосферных вод можно привести изотопный состав 26 образцов кремневого матрикса брекчий ($\delta^{18}\text{O} = 27,5 \pm 0,7\%$), переработанного пресными или солоноватыми водами в се-

нонской толще Мишаш на юге Израила [20]. Этот материал существенно более изотопно легкий, чем исходные кремни (см. табл. 4).

Анализируя эту точку зрения, отметим, что природа нашего региона дала хороший шанс ответить на вопрос, всегда ли воздействие атмосферных вод на кремни ведет к облегчению изотопного состава кислорода. Речь идет о существовании на кремнях корок, которые сложены маршаллитизированным кварцем и являются продуктом разрушения сформированных кремней под влиянием метеогенных (инфильтрационных и инфильтрующих) вод в пластовых условиях. Оказывается, что кремнезем корок не только не обеднен, а даже несколько обогащен тяжелым изотопом кислорода по сравнению с кремнеземом внутренних частей кремней (см. табл. 3, 4). Данное явление связано с тем, что маршаллитизация при коркообразовании идет на фоне преимущественного выноса кремнезема, о чем свидетельствуют данные микроскопического изучения шлифов. Если же и происходит какое-то незначительное новообразование фаз кремнезема, улавливаемое рентгеновскими и химическими исследованиями [7], то в данном случае оно сопровождается некоторым увеличением $\delta^{18}\text{O}$. Это, очевидно, указывает на то, что при разрушении кремней температура растворов была ниже, чем при их формировании.

Поэтому мы не склонны существенное облегчение изотопного состава кислорода девонских кремней Беларуси по сравнению с меловыми связывать с более глубокой постдиагенетической переработкой первых атмосферными водами, хотя девонские кремни и находились в гораздо более обводненной толще и в течение существенно большего отрезка времени, чем меловые.

Дискуссионность проанализированных подходов к трактовке изотопного состава кислорода в кремнях заставляет искать альтернативный ответ на этот вопрос. Отправным моментом для выработки такой точки зрения может послужить тот факт, что соотношение значений $\delta^{18}\text{O}$ в верхнемеловых и верхнедевонских кремневмещающих породах Беларуси близко к таковому в самих кремнях. Писчий мел из карьеров Береза, Красносельский, Порозово и Грандичи характеризуется значением $\delta^{18}\text{O}$, составляющим $29,8 \pm 0,9\%$ (5 определений), а франские доломиты из карьера Гралево и скважин на водозаборах Песковатик и Лучеса — $25,4 \pm 1,1\%$ (18 определений). Это свидетельствует о фактическом контроле изотопии кремней, что с учетом близости $\delta^{18}\text{O}$ в одновозрастных кремнях разных регионов земного шара наводит на мысль об отражении глобальных седиментологических событий в изотопном составе кислорода данных образований.

Эпиконтинентальные пелагические литофации писчего мела Беларуси — продукт крупнейшего в истории Земли телассократического периода, когда площадь Мирового океана распространилась более чем на 80% всей поверхности земного шара [4]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в меловых кремнях, едва ли не максимальные для подобных образований в геологической летописи континентального сектора Земли [16, 19] и приближающиеся к установленным для кремней глубоководных частей Тихого океана ($35,4 \pm 0,7\%$) [5], связаны с высокой "химической" инертностью огромной и единой массы воды, состав которой слабо реагировал на влияние континентального стока. На связь меловых эпиконтинентальных морей с океаном указывает то, что для карбонатных отложений позднемелового возраста зафиксировано одно из самых высоких (+2,8%) среди стратиграфических подразделений Восточно-Европейской платформы значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ [2]. Такая же средняя величина ($+2,9 \pm 1,1\%$) установлена нами в пяти образцах писчего мела Беларуси, что, кстати сказать, ощутимо выше, чем в кремне содержащих девонских доломитах республики ($+0,6 \pm 0,8\%$, 18 определений). Высокое стояние уровня мелового океана обуславливало захоронение огромной массы органического вещества (бескислородного события), обогащенного изотопом ^{12}C , что приводило к возрастанию $\delta^{13}\text{C}$ в океанической воде и формированию относительно тяжелых по углероду пелагических биогенных карбонатов [3].

Кремнесодержащие девонские отложения Беларуси (образования мелководной карбонатной платформы) с фациально-палеогеографических позиций довольно типичны для накоплений этого времени в целом на Земле. Девон, как известно [4], – геократический период, для которого было свойственно формирование лагунно-континентальных осадков, значительная разобщенность эпиконтинентальных морских водоемов и их частей. Это приводило в одних бассейнах к периодическому течению эвапоритового процесса и концентрированию вод относительно тяжелых по изотопному составу кислорода, а в других – к эпизодическому опреснению воды и ее изотопному облегчению вследствие сильного воздействия континентального стока. К последним относился и девонский бассейн осадконакопления на северо-востоке Беларуси, что подтверждается пониженной концентрацией бора в кремнях и, как уже сообщалось, образованием в нем пластов харацитов. Возможно, что из отложений бассейнов близкого типа отобраны образцы девонских кремней США; изотопный состав этих образцов приведен в табл. 4.

Не исключено, что данное нами объяснение изотопии кремней с позиций изменения интенсивности континентального стока поможет понять смысл результатов изучения изотопного состава кислорода в разновозрастных кремнях США и водорода в экстрагированной из них воде [19]. Это исследование показало, что на диаграммах изотопного состава облака точек кремней из отложений разных периодов фанерозоя вытягиваются параллельно линии метеорных вод.

Следует отметить, что фациально-палеогеографической ситуацией определялась не только интенсивность континентального стока, но и глубина морских бассейнов девона и мела, от которой зависела температура образования кремней, обратно влияющая на их $\delta^{18}\text{O}$. Нет сомнения, что глубина девонского моря на северо-востоке Беларуси была очень незначительной, что в условиях теплого климата (кораллы) обеспечивало существенный прогрев всей толщи воды. Что же касается глубины накопления писчего мела, то она для Восточно-Европейской платформы оценивается диапазоном 50–500 м [1]. Исходя из сказанного, можно допустить какой-то (ближе не определенный) вклад разницы температур кремнеобразования в обеспечение различий изотопного состава кислорода девонских и меловых кремней.

Завершая трактовку распределения $\delta^{18}\text{O}$ в кремнях Беларуси, отметим, что существование фациально-палеогеографического контроля изотопного состава кислорода кремней девонских и меловых отложений и порядок значений $\delta^{18}\text{O}$, не позволяющий допускать повышенные относительно морских температуры формирования кремней [5], согласуются с их нормально-диагенетическим происхождением.

* * *

Таким образом, распределение $\delta^{18}\text{O}$ и концентрацией бора в желваковых кремнях Беларуси отражает глобальные седиментологические события, фациально обусловлено и указывает на диагенетическую принадлежность процесса кремнеобразования.

Гидрогеохимическая среда протекания этого процесса была более соленой в меловом бассейне, чем в девонском. Концентрация бора в кремнях – индикатор солености среды бассейнов карбонатной седиментации.

Геохимические исследования кремней Беларуси не дают свидетельств прямого эндогенного влияния на процесс кремнеобразования.

1. Бушинский Г.И., Шуменко С.И. Писчий мел и его происхождение // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 2. С. 37–54.
2. Галимов Э.М., Мигдисов А.А., Ронов А.Б. Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли // Геохимия. 1975. № 3. С. 323–342.
3. Дженкинс Х.К. Пелагические фациальные обстановки // Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2. М.: Мир, 1990. С. 74–140.
4. Клизе Р.К. Уровень океана в геологическом прошлом. М.: Наука, 1980. 111 с.
5. Левшан М.А., Донцова Е.И., Лисицын А.П., Богданов Ю.А. Генезис кремней в осадках Тихого океана по данным изотопного состава кислорода и анализа особенностей их распределения // Геохимия. 1975. № 3. С. 420–429.
6. Махнач А.А. Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1980. 200 с.
7. Махнач А.А., Гулис Л.Ф. Желваковые кремни в карбонатных отложениях девона и мела Беларуси. Сообщение 1. // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 1. С. 49–63.
8. Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 207 с.
9. Мяги С., Калласте Т. Кремневые конкреции в подошве глауконитов лезтесской свиты северо-восточной Эстонии // Изв. АН ЭССР. Геол. 1989. Т. 38. № 4. С. 150–154.
10. Народецкая А.Д. Особенности распределения бора в породах галогенной формации Белоруссии (на примере Петриковского месторождения калийных солей) // Геохимические показатели при изучении геологических процессов и поисках полезных ископаемых. Минск: Наука и техника, 1980. С. 82–93.
11. Озерова Н.А. Ртутная дегазация Земли // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239. № 2. С. 450–453.
12. Ферронский В.И. Изотопный состав воды и происхождение гидросферы Земли // Природные изотопы гидросферы. М.: Недра, 1975. С. 185–203.
13. Хардер Г. Геохимия бора. М.: Недра, 1965. 137 с.
14. Шехоткин В.В. Кремнистые конкреции верхнемеловых и палеоценовых отложений Крыма // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 2. С. 126–129.
15. Шуменко С.И. Роль биогенного фактора в кремненакоплении // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. Докл. Всесоюз. школы-семинара. Новороссийск, 27 сентября – 2 октября 1985 г. М.: Наука, 1987. 121–127.
16. Degens E.T., Epstein S. Relationship between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting carbonates, cherts and diatomites // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1962. V. 46. N 4. P. 534–542.
17. Furst M. Boron in siliceous material as a paleosalinity indicator // Geochim. et cosmochim. acta. 1981. V. 45. P. 1–13.
18. Hesse R. Silica diagenesis: Origin of inorganic and replacement cherts // Earth-Sci. Rev. 1989. V. 26. N 4. P. 253–284.
19. Knauth L.P., Epstein S. Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts // Geochim. et cosmochim. acta. 1976. V. 40. N 9. P. 1095–1108.
20. Kolodny Y., Taraboulos A., Frislander U. Participation of fresh water in chert diagenesis: evidence from oxygen isotopes and boron α -track mapping // Sedimentology. 1980. V. 27. N 3. P. 305–316.
21. Lewin J.C. Physiological studies of the boron requirements of the diatom *Cylindrotheca fusiformis* // J. Exper. Botany. 1966. N 52. P. 473–479.
22. Perry E.C. The oxygen isotopic chemistry of ancient cherts // Earth Planet. Sci. Lett. 1967. V. 3. P. 62–66.
23. Sheppard R.A., Gude A.J. Magadi-type chert – a distinctive diagenetic variety from lacustrine deposits // Bull. US Geol. Surv. 1986. N 1578. P. 335–345.
24. Stamatakis M., Sovatzoglou-Skounaki E. Boron in diatomaceous materials as a paleoenvironmental indicator // Chem. Erde. 1988. Bd 48. N 4. P. 305–310.
25. Zygorowicz T., Kolebski J. Silifikacja a neomorfizm wapieni na przykładzie wapieni oksfordu okolic Barcina (Kujawy) // Arch. miner. 1986. V. 41. N 2. S. 125–141.

Институт геологии, геохимии
и геофизики АН Беларуси,
Минск

Поступила в редакцию
20.IV.1992

УДК 551.732:553.411.071(574.4)

© 1993 Масленников В.В.

ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА)

Приводятся данные, свидетельствующие о возможности выделения черносланцевых отложений, вмещающих промышленные золоторудные месторождения в отдельную группу. Доказывается, что эти отложения отличаются от черносланцевых, вмещающих иные полезные ископаемые с повышенной карбонатностью, пониженными содержаниями $C_{орг}$. Указанные отложения формировались в течение геосинклинальной стадии в периоды резкого увеличения скоростей прогибания в областях малых и средних глубин при условии теплого или жаркого гумидного климата.

Формации черных сланцев представляют собой значительную группу парагенезов осадочных пород, характеризующуюся повышенными содержаниями углеродистого вещества органического происхождения [1, 8, 33, 35]. С этими формациями связан, часто генетически, довольно широкий спектр полезных ископаемых — от нефти и газа до урана, фосфоритов, меди, ванадия, редких земель, золота и др.

В настоящей работе рассмотрены формации черных сланцев, развитые в районах золоторудных месторождений СНГ и ряда зарубежных стран, промышленная ценность которых не вызывает сомнений. Наиболее детально рассмотрены черносланцевые формации золоторудных районов Восточного Казахстана. Золоторудные месторождения, залегающие в этих формациях, обычно рассматриваются с позиций их гидротермального [18, 20, 31, 37], гидротермально-метаморфогенного [1, 6, 29] либо полигенного [14] происхождения; имеются работы [19], отрицающие возможность гидротермально-метаморфогенного рудообразования, т.е. в настоящее время вопросы генезиса золоторудных месторождений в черносланцевых формациях являются предметом оживленной дискуссии.

В работе [8] выделены следующие формации черных сланцев: терригенно-глинисто-углеродистая, кремнисто-глинисто-углеродистая, карбонатно-глинисто-углеродистая и вулканогенно-кремнисто(карбонатно)-углеродистая. При этом отмечается, что в этом общем ряду формаций черных сланцев могут быть и переходные разности. В этой же работе по содержанию $C_{орг}$ выделяются формации углеродистые ($C_{орг}$ до 10%) и высокоуглеродистые ($C_{орг} > 10\%$). Такое деление нам представляется слишком грубым и предлагается следующее разделение формаций по содержанию $C_{орг}$: убогоуглеродистые ($C_{орг}$ 0,2–2,0%), слабоуглеродистые ($C_{орг}$ 2,1–5,0%), углеродистые ($C_{орг}$ 5,1–10,0%) высокоуглеродистые ($C_{орг} > 10,0\%$).

Остановимся более детально на разрезах формаций черных сланцев, вмещающих золоторудные месторождения Восточного Казахстана [24–26]. Здесь отмечается два стратиграфических уровня, на которых образуются эти формации, соответствующие серпуховскому ярусу нижнего карбона и среднему карбону.

Разрез черносланцевой формации серпуховского яруса представлен морской флишовой толщей, сложенной переслаивающимися алевролитами, аргиллитами, алевропесчаниками, песчаниками, с единичными прослоями гравелитов и конгломератов. Нижняя часть разреза сложена убогоуглеродистыми ($C_{орг} < 1\%$)

алевролитами, аргиллитами и полимиктовыми (в обломочной фракции – кварц, полевые шпаты, основные эффузивы, кремнистые породы, микрокварциты) песчаниками, алевропесчаниками, редко гравелитами и мелкогалечными конгломератами. В этой части разреза количество песчаников увеличивается снизу вверх от 20 до 80% всего объема пород. Цемент песчаников, гравелитов, конгломератов серицито-хлоритовый; цемент алевролитов и аргиллитов-серицито-хлорито-глинистый с примесью кремнистых частиц и тонкораспыленного в массе углеродистого вещества. Верхняя часть разреза формации представлена переслаиванием слабоуглеродистых ($C_{орг} 2,5\%$) алевролитов и аргиллитов с убогоуглеродистыми ($C_{орг} < 1\%$) полимиктовыми песчаниками. Количество песчаников снизу вверх увеличивается от 20 до 90% объема пород. В низах этой части разреза формации преобладают слабоуглеродистые алевролиты с карбонатно-углеродисто-глинистым цементом, которые переслаиваются с убогоуглеродистыми полимиктовыми (в обломках – кварц, полевые шпаты, карбонаты, основные эффузивы, микрокварциты) песчаниками с углисто-карбонатно-глинистым цементом. Выше по разрезу залегают слабоуглеродистые алевролиты с углисто-глинистым цементом, переслаивающиеся с существенно кварц-полеватовыми (с редкими обломками эффузивов и кремнистых пород) песчаниками с углисто-карбонатно-хлоритовым цементом. Отмечаются единичные и тонкие (1–2 см) прослои фосфоритсодержащих песчаников. Все породы формации содержат тонкую рассеянную вкрапленность пирита (в среднем 58 г/т), сингенетичного с образованием самих пород. Мощность формации 2,5–4,2 км.

Черносланцевая формация среднего карбоната представлена прибрежно-морскими молассовыми отложениями, разрез которых также имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза сложена убогоуглеродистыми ($C_{орг} < 1\%$) полимиктовыми (в обломках кварц, полевые шпаты, основные эффузивы) разнотекстурными песчаниками и разногалечными плохо сортированными полимиктовыми (в гальке – алевролиты, песчаники, известняки, основные эффузивы, редко габброиды, гранодиориты, кремнистые породы) конгломератами с единичными прослоями слабоуглеродистых алевролитов. Цемент песчаников и конгломератов карбонатно-серицито-глинистый, алевролитово-карбонатно-углисто-глинистый. Верхняя часть разреза формации представлена переслаиванием слабоуглеродистых алевролитов и убогоуглеродистых песчаников с единичным прослоем конгломератов. Снизу вверх по разрезу количество песчаников увеличивается от 20 до 100%. Алевролиты и аргиллиты имеют карбонатно-углисто-глинистый цемент, в песчаниках в основном кварц-полеватовый состав обломочной фракции и углисто-кремнисто-карбонатно-серицито-глинистый цемент, конгломераты-полимиктовые, подобные описанным в нижней части разреза формации, обладают карбонатно-кремнисто-серицито-глинистым цементом. По всему разрезу формации отмечается тонкая, неравномерная, рассеянная вкрапленность пирита (в среднем 66 г/т), сингенетичного с формированием осадков. Мощность формации 2,0–2,5 км.

Сравнивая состав описанных формаций, можно отметить значительное сходство их вещественного состава: примерно одинаковая степень углеродистости, повышенная карбонатность, преобладание в цементе глинистого материала, что позволяет отнести их к группе карбонатно-глинисто-углеродистых формаций [8]. В отдельных частях разреза описанных формаций отмечается также повышенная кремнистость пород. Среднее количество карбонатов 4–10%, кремнистость умеренно-пониженная: содержание SiO_2 53,25–64,12%.

Сопоставление полученных данных с данными о формациях черных сланцев других золоторудных районов СНГ (табл. 1, 2) показывает, что эти свойства наиболее характерны для всех черносланцевых формаций, вмещающих промышленные золоторудные месторождения. Действительно, повышенная карбо-

Таблица 1

**Характеристика литологического состава и типизация формации черных сланцев в
золоторудных районах**

Литологический состав	Регион	Формация
Кремнистые, карбонатно-кремнистые сланцы [12]	Енисейский край	Кремнисто-карбонатно-углеродистая
Кварц-серицит-хлоритовые сланцы с подчиненным количеством алевролитов, песчаников, известняков [22]	➤	То же
Филлиты (кварц, серицит, хлорит, карбонаты, турмалин, рудный минерал, зерна полевого шпата, Сорг [29])	➤	➤
Угристо-глинисто-хлоритовые сланцы, полимиктовые песчаники, туфобрекчии, туфолавы среднего состава, туфопесчаники, туффиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы с прослоями кремней, известняки, доломиты [31]	Западный Узбекистан	Вулканогенно-кремнисто- (карбонатно-углеродистая)
Песчаники, алевролиты, хлорит-кварц-альбитовые, биотит-альбит-кварцевые, серицит-кварцевые сланцы, филлиты, филлитовидные сланцы [31, 34]	➤	Кремнисто-глинисто-углеродистая
Песчаники, алевролиты, углесто-кварцитовидные кварц-серицитовые сланцы [34]	➤	➤
Филлиты, алевролиты, песчаники, слабоизвестковистые, известковистые алевросланцы, известняки [6]	Ленский золотоносный район	Карбонатно-глинисто-углеродистая
Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники известковистые, аргиллиты известковистые, кварц-полевошпатовые алевро-песчаники	Восточная Якутия	➤
Углеродистые сланцы, филлиты, филлитовидные сланцы, серицит-карбонатные сланцы, тиллитоподобные известняки [3]	Кыргызстан	➤

Таблица 2

**Средние содержания карбонатов и кремнезема в черносланцевых формациях
золоторудных районов**

Формация	Регион	Содержание, %	
		карбонаты	кремнезем
Карбонатно-глинисто-углеродистая	Ленский золотоносный район [6]	5—15	56—61
	Восточная Якутия	15—20	62,9—65,7
Кремнисто-глинисто-углеродистая	Западный Узбекистан [31]	0,1—1,6	68,96—95,95

Характеристика мощностей черносланцевых формаций в золоторудных районах и скоростей опускания (для формаций палеозоя)

Золоторудные районы	Мощность черносланцевой формации, м	Геологический возраст	Продолжительность, млн. лет	Скорость опускания, мм/год
Восточная Австралия (шт. Виктория, район Бендиго) [10]	3000—4900	O ₁	15	0,200—0,326
Енисейский край [22, 23]	1800	Pt ₃		
Западный Узбекистан [31]	990	C ₂	20	0,045
То же	1315	Pt ₃		
Восточная Якутия	2000—2100	P ₁₋₂	45	0,044—0,047
Кыргызстан [2]	800	Pt ₃		

натность встречается в 9 из 11 рассмотренных золоторудных районов, т.е. частота встречаемости этого фактора составляет 81%. Частота встречаемости черносланцевых формаций с повышенной кремнистостью составляет 73%, а с преобладающей глинистой составляющей — 64%.

Не менее важно исследование геотектонической обстановки образования черносланцевых формаций золоторудных районов. В Восточном Казахстане эти формации возникают в Калбинском и Жарминском прогибах, окаймляющих с северо-востока и юго-запада Чарско-Горностаевское поднятие, последнее выполнено породами офиолитовой ассоциации.

Как видно из приведенных данных, описанные черносланцевые формации занимают вполне определенное место в геотектонической истории региона: они приурочены к моменту формирования внутригеосинклинального поднятия, сопровождающемуся сокращением морского бассейна и резким увеличением скорости прогибания в нем.

Анализ геотектонических обстановок образования черносланцевых формаций в золоторудных районах как в СНГ, так и за рубежом показывает следующее. Черносланцевые толщи в рудном поясе Мозер-Лоуд (Калифорния) формировались в конце геосинклинальной стадии — начале невадийского орогенеза в пространственной связи с породами офиолитовой ассоциации [11]. На рудном поле Джуно-Тредвелл (Аляска), имеющем, по В. Линдгрену [19], чрезвычайное сходство геологических условий с рудным поясом Мозер-Лоуд, черносланцевые формации образовались в доинверсионный этап развития геосинклинали [2]. В Восточной Австралии (штат Виктория) возникновение рудовмещающих черносланцевых толщ нижнего ордовика связывается с ранней стадией развития Тасманской эвгеосинклинали [10] с так называемым диабазовым комплексом в основании.

В Енисейском крае образование формации черных сланцев в золоторудных районах соответствовало этапу начального погружения Байкальской геосинклинали [23]. В Ленском золотоносном районе образование рудовмещающих черносланцевых формаций происходило в длительно развивающихся прогибах при отсутствии магматической деятельности, в Восточной Якутии эти формации приурочены к начальному этапу развития альпийской геосинклинали, характеризующейся существенно терригенным составом слагающих ее толщ [37]. В Западном Узбекистане возникновение черносланцевых формаций связано с начальными этапами развития эвгеосинклинали и с конечными этапами разви-

**Характеристика средних содержаний $C_{орг}$ в черносланцевых формациях
золоторудных районов**

Регион	Черносланцевая формация	Среднее содержание $C_{орг}$, %
Енисейский край [22]	Кремнисто-карбонатно-углеродистая	0,3–1,8
Ленский золотонос- ный район [6]	Карбонатно-глинисто-углеродистая	0,5–5,0
Восточная Якутия		2,0–3,0
Кыргызстан [3]	Карбонатно-глинисто-углеродистая:	0,2–2,2
	а) карбонатно-сланцевая пачка	0,2–0,4
	б) тиллоиды нижней пачки	0,2–1,6
	в) филлитовидные сланцы	2,2

тия миогеосинклиналей [34]. Формирование черносланцевых толщ Киргизии также происходило в геосинклинальных условиях [3].

Анализ мощностей черносланцевых формаций, развитых в золоторудных районах (табл. 3), показывает, что их мощности (930–4500 м) в 2–10 раз превышают мощности формации черных сланцев (0,5–400 м), вмещающих все другие виды полезных ископаемых [8, 36]. Используя шкалу абсолютных возрастов стратиграфических подразделений В.Б. Неймана [28], можно определить скорости опускания при образовании палеозойских формаций черных сланцев; они колеблются в пределах 0,044–0,326 мм/год, сопоставимы с данными по Восточному Казахстану (0,165–0,334 мм/год) и резко (от 1,7–4,0 до 6,3–12,8 раз) превышают средние скорости опускания в палеозойских геосинклинальных бассейнах (0,011–0,026 мм/год) [17]. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что формации черных сланцев золоторудных районов возникали исключительно в геосинклинальных условиях в периоды резкого увеличения скоростей прогибания.

Среднее содержание $C_{орг}$ в черносланцевых формациях Восточного Казахстана для литологических разностей пород различно: в конгломератах и гравелитах углеродистое вещество практически отсутствует, в песчаниках, как правило, содержания углеродистого вещества убогие и обычно не превышают 1%; наиболее высокие (2–5,6%) содержания углеродистого вещества наблюдаются в тонкозернистых литофациях-алевролитах и аргиллитах. Среднее содержание углеродистого вещества в описанных формациях не превышает 2–3%, т.е. по этому параметру описанные черносланцевые формации в золоторудных районах Восточного Казахстана относятся к слабоуглеродистым. Близкие данные получены в 1980 г. М.М. Старовой: содержание $C_{орг}$ колеблется от 0,2 до 3,84% в различных литологических разностях.

По содержанию $C_{орг}$ черносланцевые формации других золоторудных районов (табл. 4) также относятся либо к убогоуглеродистым, либо слабоуглеродистым формациям и занимают место между собственно углеродистыми формациями черных сланцев и безуглеродистыми породами и по этому признаку четко отличаются от черносланцевых формаций, вмещающих другие полезные ископаемые [8, 36].

Повышенные содержания золота в отдельных разновидностях пород ряда черносланцевых формаций позволили высказать мнение о том, что источником золота в золоторудных месторождениях, залегающих в этих формациях, могут быть сами породы этих формаций [1, 6, 15, 30, 36, 37]. Приведенные ниже данные (табл. 5) показывают, что средние содержания золота в черносланцевых формациях различных золоторудных районов как в 2–3 раза ниже, так и в 2–8 раз

**Средние содержания золота в литологических разностях пород чернослапцевых
формаций золоторудных районов**

Регион	Литологические разности пород (число проб)	Среднее содержание золота, мг/т	Литературный источник
<i>Кремнисто-карбонатно-углеродистая формация</i>			
Енисейский кряж	Кварц-серицит-хлоритовые сланцы с S_{org} (7)	15,86	[18]
	Кварц-серицит-хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы (39)	32,88	
	Кварц-серицит-хлоритовые сланцы с вулканогенным материалом (25)	11,8	
	Известняки доломитистые и доломиты (10)	9,2	
	Песчаники (4)	1,2	
	Алевролиты (4)	1,6	[7]
	Аргиллиты (4)	1,4	
	Рудовмещающая толща (3)	25,54	
Западный Уз- бекистан	Песчаники (25)	17,5	[36]
	Алевролиты (52)	12,0	
	<i>Карбонатно-глинисто-углеродистая формация</i>		
Ленский золо- тоносный район	Породы с углистым веществом:		[15]
	песчаники	17,0	
	алевролиты	30,0	
	аргиллиты	Нет	
	Породы светлой окраски:		
	песчаники	1,3	
	алевролиты	1,0	
	аргиллиты	1,5	
	Породы серой окраски:		
	песчаники	1,6	
	алевролиты	2,2	
	аргиллиты	2,3	
	Породы черной окраски:		
	песчаники	5,8	
	алевролиты	19,4	
	аргиллиты	19,9	
	Породы зеленой окраски:		
	песчаники	1,8	
	алевролиты	2,5	
	аргиллиты	2,5	
Ленский зо- лотоносный район	Породы зеленовато-серой окраски:		[5]
	песчаники	5,0	
	алевролиты	2,1	
	аргиллиты	3,2	
Восточная Якутия	Породы темно-серой до черной окраски:		[5]
	песчаники	5,4	
	алевролиты	5,8	
	аргиллиты	14,5	
	Алевролиты (10)	1,44	
	Песчанистые алевролиты:		—
	песчаники (15)	9,25	
	глинистые сланцы		
	аргиллиты (15)	9,4	

Регион	Литологические разности пород (число проб)	Среднее содержание золота, мг/т	Литературный источник
Кыргызстан	Тиллоиды	11,7	[1]
	Известково-сланцевые сланцы (24)	5,6	
	Кварц-серицитовые сланцы:		
	полосчатые (47)	2,5	
	однотонные (7)	7,64	
Восточный Казахстан	высокоуглеродистые (80)	1,47	
	Серпуховский ярус:		
	песчаники (13)	2,4	
	алевролиты (18)	2,6	
	Средний карбон:		
	песчаники (17)	3,1	
	алевро-песчаники (17)	2,7	
	алевролиты (14)	2,9	
	глинистые сланцы (4)	2,3	

выше кларка золота для глинистых пород [13]. Следует отметить, что повышенные (в 2–3 раза и более) относительно кларка в глинистых породах содержания золота отмечены во многих формациях сланцев, не несущих промышленного золотого оруденения и специализированных на другие полезные ископаемые [8].

В Восточном Казахстане основными признаками, свидетельствующими о палеогеографической обстановке формирования этих формаций являются следующие: циклическое строение толщ, выраженное в чередовании слоев, обогащенных $C_{орг}$, со слоями с полным или почти полным его отсутствием; слоистость, градиционная, местами косая, слоистость; повышенная карбонатность; наличие сингенетического с осадконакоплением пирита; величина Fe_2O_3/FeO .

Колебание содержаний $C_{орг}$ отражает циклическое чередование окислительных условий и условий недостатка или полного отсутствия кислорода у поверхности раздела осадок–вода. Это может быть обусловлено колебаниями в доставке кислорода процессами глубоководной циркуляции, о чем свидетельствуют следы взмучивания и привноса в обогащенные $C_{орг}$ осадки светлого песчаного материала.

Л.О. Мурдмаа [27] указывает, что захоронению $C_{орг}$ в осадке может способствовать ускорение осадконакопления; для рассматриваемых формаций одним из факторов такого ускорения является наблюдаемое увеличение скорости прогибания. Д.П. Найдин [27] отмечает, что колебание содержаний $C_{орг}$ в осадке связано с колебаниями биопродуктивности вод, либо с колебаниями транспортировки органического вещества с суши.

Характерной особенностью рассматриваемых формаций черных сланцев является то, что, несмотря на регрессивный характер разреза серпуховского яруса и среднего карбона (морские флишоидные отложения перекрываются прибрежно-морской молассовой), наиболее углеродистые песчано-алевролитовые пакки фиксируют частные трансгрессии: во всех случаях они залегают на песчаниковых, иногда косослоистых или песчано-конгломератовых отложениях.

Частные трансгрессии приводили к увеличению акваторий эпиконтинентальных морей и соответственно к расцвету планктона, что в свою очередь увеличи-

вало сапропелевую составляющую формирующихся осадков [16, 22, 26, 27, 29] – основы будущих черных сланцев.

Повышенная карбонатность осадочных пород распространена довольно широко – они охватывают от 40,2 до 71% площадей современных океанов [9]. Повышенная карбонатность черносланцевых толщ Восточного Казахстана определяется размывом, растворением и переотложением в цементе карбонатных образований девона – вize выше уровня карбонатной компенсации в щелочной среде с pH более 7,5.

Для углеродистого вещества, описываемых формаций, по данным М.М. Старовой, характерно планктоногенное происхождение, сапропелевый состав и малое (0,023–0,09%) содержание битумов. Это возможно в гумидной климатической зоне, когда теплые температурные условия, большие запасы питательных веществ, приносимых реками, контролируют продуктивность фитопланктона в бассейне, значительно превышающую количество терригенного органического вещества. Данные о тропическом гумидном климате в период формирования описываемых формаций приводятся в работе [35].

Величина Fe_2O_3/FeO в черносланцевой формации серпуховского яруса колеблется от 0,32 (алевролиты) до 0,35 (песчаники), составляя в среднем 0,34, а в черносланцевой формации среднего карбона – от 0,39 (песчаники) до 0,40 (алевролиты), составляя в среднем 0,40, что свидетельствует о принадлежности исследуемых формаций к умеренно глубоководным (~ 100 м) фациям шельфа и лагун [33]. В формациях, подстилающих черносланцевые, это соотношение значительно выше и колеблется в пределах 0,49–1,17 и только для кремнистых пород составляет 0,40.

Наличие в породах описываемых черносланцевых формаций вкрапленности пирита, сингенетичного с осадконакоплением, связано с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий. Это, вероятно, обычный процесс образования сульфида железа в осадочных толщах, приводящий к возникновению его рассеянных форм [21].

Формации черных сланцев других золотоносных регионов возникали в близких палеогеографических условиях. А.П. Лопатин [22, 23] для черносланцевых формаций золотоносного пояса Енисейского кряжа отмечает такие характерные текстурные особенности, как ритмичная слоистость, обусловленная чередованием слоев относительно обогащенных алевролитовым, пелитовым и углеродистым материалом, наличие градационной и косой слоистости потокового типа. Отмечается характерная вкрапленность пирита. Это позволяет считать условия образования черносланцевых формаций относительно глубоководными (для толщ с горизонтальной слоистостью) либо сравнительно мелководными прибрежно-морскими (для толщ с косой, градационной слоистостью) при участии данных течений и мутьевых потоков [22] в условиях теплого и жаркого гумидного климата [4], о нем свидетельствует сапропелевый характер $C_{орг}$ и очень малые (0,006–0,008%) содержания битумоидов [29]. Значения Fe_2O_3/FeO (табл. 6) также свидетельствуют о принадлежности указанных отложений к относительно глубоководным фациям.

В близких условиях формировались черносланцевые толщи золоторудного района Восточной Якутии, о чем свидетельствуют такие текстурные особенности, как ритмичность, обусловленная наличием слоев с различным содержанием пелитового, алевролитового материала и $C_{орг}$, слоистость, микроползневые явления, а также величина Fe_2O_3/FeO (см. табл. 6).

Близкие значения Fe_2O_3/FeO устанавливаются для рудовмещающих формаций черных сланцев в Западном Узбекистане, причем это отношение в подстилающей и перекрывающей рудовмещающую черносланцевую толщу формациях резко отличается от последней.

Характеристика величины Fe_2O_3/FeO для рудовмещающих черносланцевых формаций золоторудных районов

Золоторудные районы	Формация	Число проб	Содержание, %		Fe_2O_3/FeO
			Fe_2O_3	FeO	
Бнисейский кряж [32]	Кремнисто-карбонатно-углеродистая	6	1,62	6,76	0,24
Восточная Якутия	Карбонатно-глинисто-углеродистая	18	0,75	4,29	0,17
Западный Узбекистан [31]	Кремнисто-карбонатно-углеродистая рудовмещающая	10	0,68	1,51	0,45
	а) подстилающая	9	1,17	1,59	0,74
	б) перекрывающая	10	0,13	4,09	0,03

* * *

Приведенные данные свидетельствуют о возможности выделения черносланцевых формаций, вмещающих крупные промышленные золоторудные месторождения, в отдельную группу, отличающуюся от других формаций черных сланцев следующими особенностями.

1. Эти формации главным образом относятся по составу к кремнисто-карбонатно-углеродистым и карбонатно-глинисто-углеродистым, причем повышенная карбонатность является наиболее общим типоморфным признаком.

2. Черносланцевые формации золоторудных районов образовались на начальных или заключительных этапах геосинклинальной стадии в периоды резкого увеличения скоростей прогибания, о чем свидетельствуют мощности этих формаций, значительно превышающие мощности иных формаций черных сланцев, накопленные за такой же промежуток времени.

3. По содержанию $C_{орг}$ описанные формации относятся к убого- и слабоуглеродистым и занимают промежуточное положение между собственно углеродистыми и безуглеродистыми формациями.

4. Тектурно-структурные особенности пород черносланцевых формаций золоторудных районов, величина Fe_2O_3/FeO , сапропелевая природа $C_{орг}$, бедность его битумоидами указывают на образование их в областях умеренных и малых глубин эпиконтинентальных морей при условии теплого или жаркого гумидного климата.

5. Кларки золота в формациях черных сланцев золоторудных районов и в отдельных разновидностях пород этих формаций ввиду значительного разброса значений и сходства их с кларками золота в других типах черносланцевых формаций не могут служить надежным классификационным признаком.

6. Для более уверенного выделения подобных формаций необходимо дополнительно исследовать наблюдающиеся во многих золоторудных районах связи их с устойчивыми внутригеосинклинальными поднятиями, крупными глубинными разломами и связанными с ними поясами гипербазитов и пород офиолитовой ассоциации.

Список литературы

1. Асаналиев У.А., Богдецкий В.Н., Тордукеев И.Д. Закономерность распределения золота и сопутствующих элементов в вендских углеродистых Тянь-Шаня // Металлогения Киргизии. Фрунзе: Изд-во Фрунзенск. политех. ин-та, 1985. С. 77–99.
2. Белоусов В.В. Эндогенные режимы континентов. М.: Недра, 1978. 232 с.

3. Богдецкий В.Н., Матвеев В.Г., Туманов Б.М. Геологическая позиция золото-вольфрамового оруденения на примере одного из месторождений Тянь-Шаня // Стратиформные месторождения цветных и редких металлов в черносланцевых формациях. Фрунзе: Изд-во Фрунзенск. политехн. ин-та, 1981. С. 101–106.
4. Бровков Г.Н. Климатические условия в Южной части Средней Сибири в позднем докембрии и палеозое // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: СНИИГГИМС, 1974. С. 3–12.
5. Гапон А.Е., Волоскова С.Е. Связь золота с органическим веществом в осадочных породах докембрия (Витимо-Пагомское нагорье). Ежегодник 1974. Новосибирск: Наука, 1976. С. 208–218.
6. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
7. Гавриленко В.А., Ножкин А.Д., Степин А.С. Радиоактивные элементы и золото в песчано-глинистом флише чингисанской серии (Енисейский край) // Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. I. (тез. докл. Всесоюз. совещ.). Новосибирск: Наука, 1972. С. 32–33.
8. Геологические особенности и ураноносность формаций черных сланцев. М.: Наука, 1981. 116 с.
9. Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. 463 с.
10. Гилл Э.Д. Виктория // Энциклопедия региональной геологии мира. Л.: Недра, 1980. С. 61–68.
11. Де-Ситтер У. Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 473 с.
12. Доценко В.М., Лопатин А.П., Прохоров Б.Г. Конкреционный комплекс сухопитской серии Енисейского края, корреляционная и рудо локализирующая роль // Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1983. С. 67–75.
13. Зеерева Е.А. Кларковые содержания золота в породах различных геотектонических провинций. М.: ВИЭМС, 1977. 54 с.
14. Иенсен Ю.П., Левин В.И. Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 6–120.
15. Коткин В.В. Влияние вмещающих пород на размещение золоторудных проявлений в центральной части Ленского района // Вопр. геологии и золотоносности Ленского р-на. Иркутск: Изд-во Иркутск. политехн. ин-та, 1969. С. 165–170.
16. Кренделев Ф.П., Ножкин А.Д. Об объеме золотоносной беспанской свиты Западного Узбекистана (по геохимическим данным) // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209. № 5. С. 1174–1177.
17. Кукол З. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.
18. Ли Л.В., Шохина Л.И., Угужников Г.П. и др. Распределение золота в породах рудовмещающей толщи месторождения золото-кварцевой формации // Геохимия. 1979. № 6. С. 941–945.
19. Линдгрэн В. Минеральные месторождения. М.; Л.: ОНТИ, 1935. 394 с.
20. Лопатин А.П. Особенности литологии и условия образования сланцевых толщ золотоносного пояса Енисейского края // Минералы и парагенезисы минералов, горных пород и руд Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1982. С. 90–96.
21. Логвиненко Н.В., Шуменко С.И. Сульфиды железа в современных донных осадках Калифорнийского залива // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 3. С. 123–129.
22. Лопатин А.П. Особенности литологии и условия образования сланцевых толщ золотоносного пояса Енисейского края // Минералы и парагенезисы минералов, горных пород и руд Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1982. С. 90–96.
23. Лопатин А.П. Формационное строение верхнего протерозоя золотоносного пояса Енисейского края и закономерности локализации оруденения // Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1983. С. 75–82.
24. Масленников В.В. Некоторые особенности рудовмещающих черносланцевых толщ на сульфидно-вкрапленных золоторудных месторождениях Зайсанской складчатой системы // Геология и полезные ископаемые Алтайского края, Бийск: Катунь, 1985. С. 196–199.
25. Масленников В.В. Особенности формирования черносланцевых толщ Восточного Казахстана // I Всесоюз. конф. по проблеме: «Условия формирования и закономерности размещения стратиформных и м-ний цветных, редких и благородных металлов» (тез. докл.), ч. 1. Фрунзе: Изд-во Фрунзенск. политехн. ин-та, 1985. С. 344–346.
26. Мерекешев М.М., Лаптев Ю.В., Масленников В.В. Особенности геологического строения месторождения сульфидно-вкрапленных золотых руд в Восточном Казахстане // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Сибири. Томск: Изд-во Томского политехн. ин-та, 1983. С. 179–181.

27. Найдин Д.П. Позднемеловая эпоха в истории океанов и континентов (статья II) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 3. С. 3—14.
28. Нейман В.Б. Теория и методы палеотектонического анализа. М.: Недра, 1983. 80 с.
29. Петров В.Г. Золотоносность кординской и удерейской свит верхнего протерозоя северной части Енисейского кряжа // Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов. Новосибирск: Наука, 1972. С. 21—36.
30. Петров В.Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 212 с.
31. Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент: Фан, 1968. 379 с.
32. Смирнов М.С. Некоторые минералого-геохимические особенности прожилково-вкрапленного типа золотого оруденения Енисейского кряжа // Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1983. 104 с.
33. Справочник по литологии / Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко и др. М.: Недра, 1983. 509 с.
34. Ушаков В.Н., Кренделев Ф.П., Воронич В.А. Оценка золоторудных и шеелитовых месторождений. Новосибирск: Наука, 1976. 106 с.
35. Ушаков С.А., Ясманов Н.А. Дрейф континентов и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. 206 с.
36. Чеботарев Г.Н. О распределении золота в песчано-сланцевых породах Мурунтау // Докл. АН УзССР. 1969. № 6. С. 52—54.
37. Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 1974. 256 с.
38. Шергин Б.В. Золото в осадочных породах Ленского золотоносного района // Ежегодник 1972. Иркутск: Наука, 1973. С. 261—265.

Алтайская геологоразведочная
экспедиция

Поступила в редакцию
4.I.1989

УДК 552.313(574.11)

© 1993 Горожанина Е.Н.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ИРЕНДЫКСКОГО ОСТРОВОДУЖНОГО КОМПЛЕКСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Показано, что в составе ирендыкского палеоостроводужного комплекса на Южном Урале широко распространены продукты фреатомагматических извержений, связанных с мелководной обстановкой вулканизма. Приведены диагностические признаки этих образований. Среди вулканогенно-осадочных пород комплекса выделены различные литодинамические типы отложений, обусловленные процессами переотложения вулканокластики подводными гравитационными потоками типа дебрисфлоу, грейнфлоу, турбидными и донными течениями.

К ирендыкскому комплексу относится совокупность вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород порфиритового облика, базальт-андезито-базальтового состава, общей мощностью до 3000 м, распространенных в Ирендыкской и Узункырской структурно-фациальных зонах западного борта Магнитогорского мегасинклинория. В литостратиграфическом отношении эти породы объединены в ирендыкскую свиту, геологическое положение и условия образования которой отражены в работах Л.С. Либровича, О.А. Нестояновой, И.В. Хворовой, М.Н. Ильинской, В.А. Коротеева, Г.Ф. Червяковского, Т.И. Фроловой, И.А. Буриковой, В.С. Шарфмана, Б.Д. Магадеева, В.А. Маслова, П.Ф. Сопкр, А.М. Косарева и др. Возраст свиты определен по находкам конодонтов в подстилающих и перекрывающих кремнистых осадках и соответствует верхнеэйфельскому подъярсу среднего девона [15]. Формирование пород комплекса происходило в обстановке типа современных островных дуг, преимущественно в подводных, мелководных условиях [4, 10, 26, 27, 28].

Преобладание обломочных вулканокластических отложений является маркирующим признаком островодужных обстановок [9, 12, 19, 23, 27, 28]. Повышению индекса эксплозивности способствует не только обогащенность летучими островодужных магм, но и водная (мелководная) обстановка извержений, благоприятствующая фреатомагматическим взрывам, которые могут возникать на глубинах до 500 м [12, 19, 23]. Материалы, полученные в последние годы по современному островодужному вулканизму, показали значительную распространенность среди его продуктов образований гидроэксплозивной и гидрокластической природы [16, 19, 23]. В ирендыкском комплексе гидроэксплозивные фации ранее не выделяли. Отложения традиционно описывали как переслаивание туфов, туфобрекчий, тефроидов, туффитов, туфопесчаников и т.д. При этом к туфам часто относили лавокластиты и гиалокластиты, к туфопесчаникам и туффитам – тефрогенные и вулканомиктовые образования.

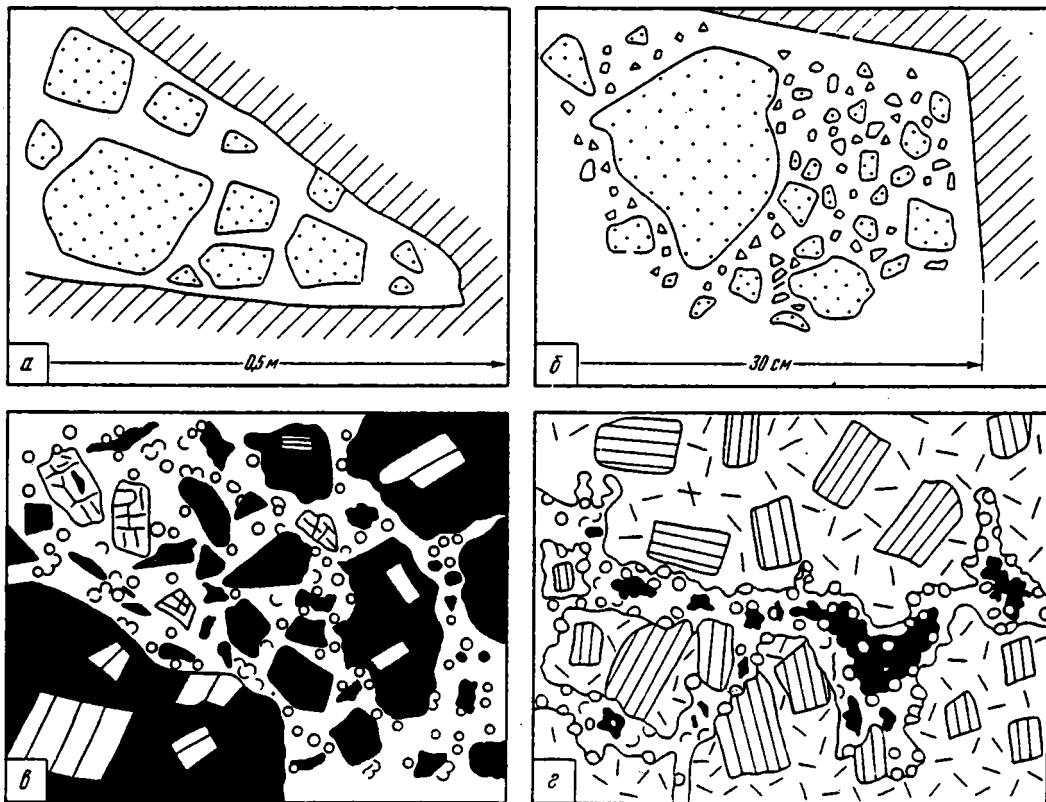
В данной работе термины "туффит" и "туфопесчаник" не употребляются ввиду трудности диагностики в них чисто пирокластического компонента [7, 8, 13, 25]. Туффитами в ирендыкском комплексе принято называть кремнистые тонкослоистые алевропелитовые породы серо-зеленого цвета [11, 26, 28], содержащие предполагаемую пирокластику пепловой размерности. Алевритовая примесь в большинстве случаев в этих породах представлена обломками кристаллов плагиоклаза, кварца и вторичными минералами (эпидотом, хлоритом),

пирокластическая природа ее дискуссионна. По всей вероятности, эти образования можно отнести к кремнистым осадкам с вулканомиктовой или тефрогенной алевроитовой примесью. Существуют противоречия и в трактовке термина *туф*. С одной стороны, общепринято относить к туфам породы, образовавшиеся из непереотложенных продуктов взрывной деятельности вулканов [7, 8, 24], с другой – туфами часто называют мелко- и тонкообломочные слоистые породы, состоящие из переотложенной пирокластики (пепловые туфы и т.д.) [10]. Все это дает основание для пересмотра и уточнения диагностики ирендыкских вулканогенно-обломочных пород.

В литературе рассматриваются два взаимодополняющих подхода к генетической систематике обломочных отложений. Один основан на определении природы и способа образования обломков [2, 7, 8, 14, 24], другой – на установлении механизма их перемещения и аккумуляции [1, 12, 18, 23, 27].

Предварительно, на основании формальных петрографических признаков, таких, как форма обломков и количество цемента, обломочные образования ирендыкского комплекса были разделены на две группы: I – породы, содержащие остроугольные несортированные обломки в цементе базального типа; II – породы, состоящие из полуокатанных или оббитых угловатых и округлых обломков и небольшого количества цемента (порового или пленочного типа). К I группе относятся непереотложенные вулканокластические образования; ко II – эпикластические породы, состоящие из переотложенных вулканокластиков (табл. 1). Далее в зависимости от состава и генезиса обломков и цемента в каждой из групп выделены различные генетические типы вулканогенно-обломочных пород. В I группу попадают лавобрекчии, образующиеся механически при движении лавового потока и имеющие лавовый цемент, и лавокластиты, формирующиеся в результате растрескивания лавового потока при остывании или соприкосновении с водой [8, 24].

В ирендыкском комплексе брекчии гидрокластической природы, формирующиеся при растрескивании и разваливании лавового потока в водной среде, впервые были описаны Л.Н. Сопко [22] в Южноирендыкской вулканической зоне под названием *дезинтегрированных эффузивов*. Такие особенности пород, как однородный состав обломков, угловатые формы и конформные соотношения, перлитовая трещиноватость и наличие цементирующего кремнистого материала, позволяют диагностировать их как *лавокластиты*. Показательно наличие фациальных переходов брекчий в монолитные лавы [25]. Наши исследования показали, что брекчии подобного типа распространены и в более северных частях Ирендыкской структуры (Гадельшинская и Крыктинская вулканические зоны). Ирендыкские лавокластиты характеризуются выдержанным составом обломков (пироксен-плагиоклазовые андезитобазальты), остроугольными, угловатыми и округлыми формами глыб, иногда с выступающими краями, конформными соотношениями обломков (см. фиг. 1, а, б), наличием мелкой гиалокластики и лавокластики с перлитовой трещиноватостью и раздробленных фенокристаллов клинопироксена в наполнителе (см. фиг. 1, в). Обломки сцементированы плотным эпидот-хлорит-кремнистым агрегатом и как бы "впаяны" в цемент. Кремнистое криптозернистое халцедоновидное вещество присутствует в виде сферолитов и развивается по контакту с мелкими обломками (см. фиг. 1, г), эпидот выполняет центральные части межобломочных промежутков или трещин (такое же распределение вторичных минералов наблюдается иногда в миндалинах). Характерны извилистые (реакционные) границы обломков и цементирующих агрегата. Как показано Л.Н. Сопко [22], формирование его происходило одновременно с образованием самой брекчии при реакции лавы и мелкой лавокластики с морской водой и сопровождалось выносом кремнезема и других компонентов из краевых частей обломков.



Фиг. 1. Лавокластивые брекчи ирендыкского комплекса: а, б — общий вид (зарисовка обнажений): а — конформные соотношения обломков пироксен-плагиоклазовых порфиров; б — неправильная, угловатая форма глыб; в, г — характер мелкообломочного наполнителя (зарисовка шлифов, без анализатора, увеличение 75): в — обломки измененных плагиоклазовых порфиров (черное с белыми прямоугольниками) и осколки кристаллов клинопироксена в эпидот-кремнистом агрегате сферолитового строения (светлый базис с кружочками); г — замещение обломков пироксенитовых плагиоклазовых порфиров (светлое с таблитчатыми кристаллами) по извилистым трещинам эпидот (черное в центре)-кремнистым (светлое со сферолитами) агрегатом. Гадельшинская вулканическая зона

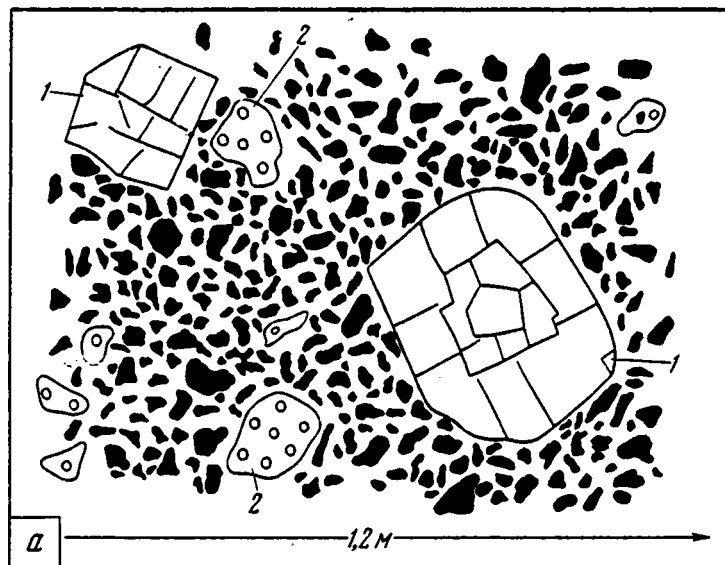
Другим типом гидрокластических отложений, формирующихся невзрывным путем, являются гиалокластиты. Их диагностические признаки приведены во многих публикациях [5, 10, 20, 24, 27, 30, 32]. В ирендыкском комплексе гиалокластиты описаны В.А. Коротеевым [10] для межподушечных промежутков в лавах Куркацкого участка. Гиалокластика распространена также в составе мелкообломочного наполнителя в ирендыкских вулканокластических брекчиях и в переотложенных фациях. Гиалокластический компонент в этих породах представлен: а) остроугольными мелкими обломками гиалопилитовых базальтов и андезитобазальтов с перлитовой трещиноватостью в виде полигональной сети, наблюдаемой под микроскопом (трещинки подчеркиваются точечными выделениями полупрозрачного бурого эпидота); б) осколками хлоритизированного базальтового стекла желто-зеленого цвета, часто пористого или с характерной оолитоподобной текстурой; в) бурыми полупрозрачными пористыми фрагментами неправильной формы, образующимися при растрескивании и брекчировании шлаковидного материала (везикулярная гиалокластика). Причудливые очертания этих частиц связаны с наличием открытых пор в краевых частях обломков,

Таблица 1

Генетические типы вулканогенно-обломочных пород ирендыкского островодужного комплекса на Южном Урале

	Типы пород	Размер обломков, мм	Сортировка	Форма обломков	Состав обломков	Тип и состав цемента	Ассоциация	Местонахождение
Вулканокластические непереложенные	Лавобрекчия	50—200	Нет	Остроугольная, фигурная	Однородный лавовый	Базальный лавовый	Лавы	Гадельшинская вулканическая зона
	Лавокластит	0,05—1000	"	"	"	Базальный кремнистый гидрохимический	"	Гадельшинская, Крыктинская вулканические зоны
	Гиалокластит	0,1—10	"	"	Витрокласты	"	Шаровые лавы, лавокластиты	Д. Бахтигареево, Гадельшинская, Крыктинская, Куркакская вулканические зоны
	Туфы: агломератовые	0,05—1000	"	Угловатая	Однородный, литокласты	Поровый пирокластический	Вулканогенные породы	Д. Мансурово
Взрывные	бомбовые	50—200	Слабая	Округлая	Однородный шлаковый	"	"	Р. Бол. Кизил
	лапиллиевые и пепловые	0,25—2	"	Остроугольная, рогулчатая фигурная	Лито-, витро-, кристаллокласты	"	"	"

	Типы пород	Размер обломков, мм	Сортировка	Форма обломков	Состав обломков	Тип и состав цемента	Ассоциация	Местонахождение
Вулканокластические взрывные	Пизолитовые туфы	5—10	Нет	Шарики с мелкообломочной структурой	Витрокласты	Поровый пирокластический	Вулканогенные породы	Куркакский участок (по В.А. Коротеева)
	Резургентные туфы	0,05—1000	"	Остроугольная	Литокласты	"	"	—
	Гидроэсплозивные туфы	0,1—1 (с отдельными глыбами до 0,5 м)	"	Остроугольная фигурная	Лито-, витро-, кристаллокласты	Базальный кремнистый гидрохимический	"	Гадельшинская, Крыктинская вулканические зоны
	Тефроиды и тефрогенные: конглобрекчии	10	Слабая и средняя	Угловатая округлая	Лаво-, витро-, лито-, кристаллокласты, шлак	Поровый и пленочный осадочный	Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы	Д. Сагитово, д. Мерясово, хр. Крыкты, хр. Узункыр, д. Муракаево
	гравелиты	2—10						
	песчаники	0,1—2						
	алевролиты	0,1						
	Вулканомиктовые:		Средняя и хорошая	"	Лито-, кристаллокласты	"	Вулканогенно-осадочные породы	Оз. Талкас, р. Бол. Кизил, д. Ярлыкапово, хр. Узункыр
	конглобрекчии	10						
	гравелиты	2—10						
Эпикластические переотложенные	песчаники	0,1—2						
	алевропелиты	0,1						

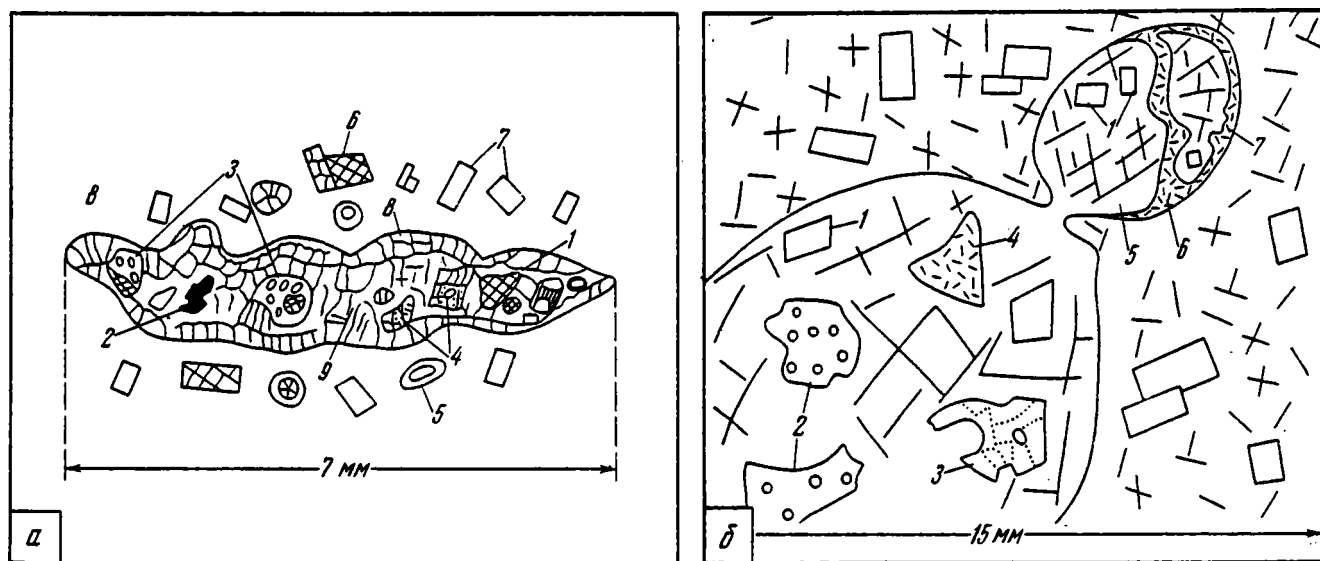


Фиг. 2. Гидроэксплозивная брекчия ирендыкского комплекса: а — общий вид (зарисовка обнажения): брекчия содержит отдельные крупные массивные глыбы пироксен-плаггиоклазовых порфиров с "кирпичной отдельностью" (1) и более мелкие глыбы миндалекаменных базальтов (2); б — мелкообломочный наполнитель (зарисовка шлифа, без анализатора, увеличение 75): содержит темные фрагменты измененного пузыристого стекла (1) с открытыми порами по краям (везикулярная гиалокластика) и кристаллами клинопироксена (2), мелкие сильно измененные частицы (3), реакционно замещаемые цементирующим криптозернистым хлорит-эпидот-карбонат-кремнистым агрегатом (светлый базис). Крыктинская вулканическая зона

что является доказательством разрушения пузыристой лавы в застывшем состоянии [30, 32] и не позволяет относить их к пирокластическим лапиллиево-пепловым образованиям, возникающим при газовых выбросах из жидкой магмы. Возможно, при извержении жидкого ювенильного материала в водную среду происходит резкое охлаждение и растрескивание пирокластических фрагментов (бомб и лапиллей) и формирование мелких гиалокластитоподобных обломков. Мелкообломочная гиалокластика образуется также при разбрызгивании (пульверизации) жидкой лавы в мелководной обстановке [10, 27]. При этом возможны отделение (сепарация) интрателлургических фенокристаллов клинопироксена или плагиоклаза от расплава и накопления их вместе с гиалокластитовым материалом. Присутствие идиоморфных или раздробленных кристаллов клинопироксена является особенностью ирендыкских гидрокластических образований.

К взрывным фациям ирендыкского комплекса отнесены туфы разной размерности, формирование которых связано с взрывообразным высвобождением газов из магмы, и гидроэкссплозивные туфы (брекчии), образующиеся при вулканических извержениях с участием морской воды (см. табл. 1). Различают фреатические или фреатомагматические эксплозии, бескратерные, происходящие при излиянии лавового потока в водную среду [16, 23, 24, 34], взрывы суртсейского типа [33] и типа Кракатау [16], возникающие при попадании морской воды в жерло вулкана. При гидроэкссплозивных извержениях формируется обильная мелкая вулканокластика, представленная угловатыми и остроугольными плотными или пористыми фрагментами стекла (сильно измененного), содержащая отдельные глыбы и бомбы [16, 25, 27]. Для ирендыкского вулканизма предполагаются различные типы гидроэкссплозий при преобладании фреатомагматических. Гидроэкссплозивные брекчии ирендыкского комплекса диагностируются по следующим признакам (фиг. 2, а): преобладание мелкообломочного материала, сложенного остроугольными и неправильными фрагментами слабонакристаллизованных андезитобазальтов, наличие отдельных крупных глыб массивных порфиритов (вероятный резургентный компонент), различие глыб и мелких обломков по текстурно-структурным особенностям (мелкий материал обычно пористый и слабонакристаллизованный), значительная измененность наполнителя брекчий (эпидотизация, карбонатизация), наличие мелких остроугольных и неправильных витро- и кристаллокластов в обильном цементе эпидот-кремнистого или эпидот-хлорит-карбонатного состава (см. фиг. 2, б), реакционные взаимоотношения цемента и мелких частиц и, как следствие, нечеткость их контуров, значительная измененность мелкой вулканокластики. От лавокластитов их отличает неоднородность обломочного материала, наличие пористых обломков и везикулярной гиалокластики, отсутствие конформных соотношений и переходов в лавовые потоки. В них не наблюдаются признаки, описанные для наземной пирокластики [6, 10, 31]: бесформенные, сплюснутые, комковатые фрагменты, рогульчатые частицы стекла, поверхности типа хлебной корки, зияющие трещины на поверхности бомб, явления спекания, отсутствие или малое количество цемента, одновременное присутствие оскольчатых и пластично деформированных фрагментов. Чаше встречаются признаки, связанные с водной обстановкой вулканизма: перлитовые трещины, остроугольные обломки и фрагменты с открытыми порами, стекловатые корки закалки и округлая форма бомб, зональная (увеличивающаяся от центра к краю) измененность мелких частиц, кремнистый состав цемента и его реакционные взаимоотношения с обломками, ассоциация с шаровыми лавами и кремнистыми осадками.

Признаком фреатомагматических извержений может служить присутствие вулканокластики внутри крупных миндалин и газовых пустот (фиг. 3), обнаруженных в некоторых миндалекаменных обломках андезитобазальтов из ирен-



Фиг. 3. Строение миндалей в миндалекаменных обломках пироксен-плагиоклазовых порфиров из тефроидов ирендыкского комплекса (зарисовка со шлифа, без анализатора)

а — удлиненная миндалейка: содержит осколки кристаллов клинопироксена (1), полупрозрачные шлаковые частицы (2), фрагменты пузыристых пироксеновых базальтов (3), плагиоклазовых порфиров с тонкой перлитовой трещиноватостью (4); во вмещающей породе наблюдаются более мелкие миндалейки (5), кристаллы клинопироксена (6) и плагиоклаза (7); по краям миндалейки выполнен кварцем (8), в центральной части — пренитом (9); *б* — газовый пузырь: содержит обломки кристаллов плагиоклаза (1), пористые шлаковые частицы (2), везикулярную гиалокластическую с перлитовой трещиноватостью (3), обломки гиалопилитовых базальтов (4); выполнен пренитом (штриховка) и имеет ответвление в виде газового пузырька (5) с лавовой перемычкой (6) и тонкой лавовой каемкой (7), отличающейся от основной массы вмещающей породы темным цветом и более тонкозернистой структурой

дыкских отложений. Образование этих миндалин обусловлено вскипанием морской воды при соприкосновении с горячей лавой в мелководных условиях [34] и внедрением пара в расплав. При этом процессе происходит вспучивание, дробление и грануляция остывающих порций лавы, захват паром рыхлой мелкой (доли миллиметра) гидро- и кристаллокластики и консервация ее в миндалинах. Условия появления газовых пузырей в лавах при излиянии на обводненные осадки описаны Г. Макдональдом при изучении современных вулканов, а также И.М. Симановичем и Д.И. Кудрявцевым при описании мандельштейнов в трапповых формациях Сибири [21]. В нашем случае в миндалинах помимо вулканокластики наблюдаются тонкие стекловатые каемки вокруг пузырьков и лавовые перемычки внутри миндалин (см. фиг. 3, б). Лавовые перемычки обусловлены коалесценцией парогазовых пузырьков [4], а тонкая стекловатая каемка напоминает корку закалки и образуется в результате охлаждения расплава перед фронтом движущихся пузырей [21], поскольку внедряющийся пар имеет более низкую температуру, чем лавы. Если бы пузырьки образовались в результате отделения газов, содержащихся в самой лаве, то корка закалки не могла бы возникнуть, так как эти газы имели бы ту же температуру, что и лава. Несимметричное расположение стекловатой каемки вокруг пузырька, отделяющегося от более крупной газовой полости (см. фиг. 3, б), показывает, что процесс резкого охлаждения расплава при соприкосновении с паром происходит в направлении движения (на фронте) пузырьков. Все эти факты свидетельствуют в пользу фреатомагматического механизма ирендыкских извержений.

Горизонты бомбовых и пизолитовых туфов в ирендыкском комплексе описаны В.А. Коротеевым [10]. Бомбовые горизонты сложены, как правило, пористыми обломками (размер 10–15 см), часто с признаками подводного происхождения: округлая форма, наличие корки закалки и концентрически зональное расположение миндалин, аналогичное распределению миндалин в шаровых лавах. Ирендыкские пизолитовые туфы являются, вероятно, субаэральными образованиями, так как пизолитовые шарики в них имеют гомогенное строение, что, согласно исследованиям А.В. Говоровой [10], объясняется их накоплением в мелководной обстановке. Формирование пизолитовых туфов может быть связано с гидровулканическими извержениями суртсейского типа, при которых над вулканом образуется парогазовое облако, насыщенное мелкими (0,01 мм) частицами тефры [33]. Слипание этих частиц при конденсации пара может приводить к образованию пизолитин. Более сложной проблемой является объяснение условий сохранения пизолитовых шариков. Можно предположить их захоронение в спокойной зоне. Таким образом, большинство ирендыкских вулканокластических образований имеет признаки формирования в условиях водной среды.

Вулканогенно-осадочные породы ирендыкского комплекса (группа II, см. табл. 1) в соответствии с составом и генезисом обломков разделены на тефрогенные и вулканомиктовые разности. К тефрогенным породам или тефроидам, согласно И.В. Хворовой [7], относятся породы, состоящие из перетолженной пир- или вулканокластики (по Е.Ф. Малееву [14] – пир-, лаво-, гиалокластического, резургентного и т.д. происхождения), формирующейся синхронно извержению. Диагностические признаки тефрогенных пород и их отличия от туфов описаны во многих работах [2, 7, 14, 25, 27].

Тефроиды или тефрогенные породы (по Л.Н. Ботвинкиной [2]) могут быть грубо-, мелкообломочными и песчаными. В ирендыкском комплексе псаммитовые тефроиды или тефрогенные песчаники слагают цемент более грубообломочных тефроидов или отдельные прослои в ритмично стратифицированных разрезах. Глыбы в ирендыкских тефроидах представлены часто разнородным материалом: массивными гиалопилитовыми и пилотакситовыми порфиритами, миндалекаменными породами, округлыми гематитизированными бомбами, реже –

**Литодинамические типы субаквальных вулканогенно-осадочных образований
ирендыкского островодужного комплекса**

Механизм перемещения	Название породы	Размер обломков	Форма, окатанность, сортировка обломков	Текстура	Состав обломков	Местонахождение
Пирокластические потоки		от 0,1 мм до 10 см	Угловатые, округлые, несортированные	Грубо градационные	Однородная пирокластическая, шлак	Кулукасовская мельница
Грязекаменные потоки	Дебриты	1–50 см	Угловатые, оббитые, несортированные	"	Разнородный вулканокластический (тефрогенный) материал	Д. Сагитово, д. Мерясово, хр. Узункыр, д. Муракаево
Зерновые потоки	Грейниты	0,1–2 см	Угловатые, полуокатанные, слабосортированные	Массивные, слабоградационные	Вулканомиктовый, тефрогенный	Хр. Узункыр, р. Большой Кизил
Мутьевые потоки	Турбидиты	Менее 2 мм	"	Градационные, горизонтально-слоистые	"	Оз. Талкас, д. Ярлыкапово, хр. Узункыр, д. Муракаево
Донные течения	Контуриты	"	Угловатые, полуокатанные, средне-сортированные	Косоволнистая и линзовидная слоистость	Вулканомиктовый	Хр. Узункыр

обломками слоистых кремнистых пород. Тефрогенные песчаники сложены обломками: а) миндалекаменных порфиритов; б) хлоритизированного пузыристого стекла (гиалокластитовый компонент); в) бурого полупрозрачного гематизированного шлака; г) пилотакситовых массивных пироксен-плагиоклазовых андезитобазальтов (резургентный компонент); д) гиалопилитовых плагиоклазовых порфиритов с характерной перлитовой трещиноватостью (лавокластитовый компонент); е) осколками кристаллов клинопироксена и плагиоклаза. Цементирующей массой в песчаниках служит агрегат вторичных минералов – хлорита, пумпелиита, пренита, эпидота, кварца. Разнородный состав обломков указывает на процессы смещения рыхлой вулканокластике при переотложении. Для ирендыкских тефрогенных песчаников характерно присутствие кристаллов клинопироксена и пористых шлаковых фрагментов, что отличает их от вулканомиктовых песчаников.

Вулканомиктовые породы накапливаются в периоды затухания вулканизма и разрушения вулканических построек [7, 25, 27]. Ирендыкские вулканомиктовые песчаники сложены обломками плагиоклаза, кварца, кремней, а также пород кислого и основного состава. Смешанность состава и преобладание материала, относительно устойчивого к разрушению, позволяют диагностировать эти породы.

Тефрогенный и вулканомиктовый материал слагает ритмично-стратифицированные толщи ирендыкского комплекса, описанные ранее И.В. Хворовой, М.Н. Ильинской [28], В.А. Коротеевым [10] как отложения подводных гравитационных потоков типа тефротурбидитов. В соответствии с литодинамической

(по И.О.Мурдмаа) классификацией подводносклоновых отложений в зависимости от текстурно-структурных особенностей осадков в ирендыкских толщах можно выделить: отложения пирокластических потоков (согласно В.Т. Фролову [24], слагающих ирендыкскую свиту на 20%); отложения гравитационных потоков: грязекаменных (дебрисфлоу), зерновых (грейнфлоу), мутьевых (турбидитных) и донных течений (табл. 2). Диагностические особенности этих образований приведены в работах [9, 12, 17, 18, 23, 24, 27, 29].

К отложениям пирокластических потоков отнесена толща гематитизированных шлаковых агломератов лилового цвета [28] в основании ирендыкского комплекса у Кулукасовской мельницы (широтное течение р. Большой Кизил). Разрез толщи описан В.В. Павловым и Л.Н. Сопко (1988 г.) по скв. 755. Толща имеет мощность около 200 м и грубую ритмичную расслоенность. Мощность отдельных ритмов составляет 10–15 м, из них 5–7 м – грубообломочные породы с округлыми пористыми бомбами диаметром до 15 см, 2–3 м – средне- и мелкообломочные породы с остроугольными фрагментами шлаковых метабазальтов (по мнению Л.Н. Сопко, гиалокластогенного происхождения), 0,5–5 м – слоистые красно-бурые яшмоиды (отмечаются не во всех ритмах). Для бомб характерна овальная форма, незакономерная пористость, наличие тонкой (3 мм) темно-фиолетовой корки закалки. Разрез толщи завершается слоистой яшмовой пачкой мощностью до 40 м, в которой были найдены отпечатки конодонтов [15], что является показателем относительно глубоководных условий осаднения. Признаками, свидетельствующими об отложении толщи пирокластическими потоками, служат: однородность обломочного материала и его грубая сортированность [1, 31]. На субаквальные условия транспортировки указывает переслаивание с кремнистыми осадками, ритмичная стратификация и градационная сортировка материала [23, 29]. Описываемый горизонт имеет протяженность несколько километров с севера на юг и повсеместно перекрывается пачкой яшмоидов, имеющей, вероятно, с ним генетическую связь (накапливается из взвеси над подводным пирокластическим потоком и является типичным элементом его строения [23]). Пирокластические потоки под водой могут перемещаться на значительное расстояние от источника в более глубоководную зону. Отмечается, что импульсом для образования пирокластического потока могут служить фреатомагматические взрывы в субазальных и мелководных условиях [1, 23]. Гиалокластитовая природа мелких обломков в описываемых отложениях объясняется грануляцией и растрескиванием горячей пузыристой лавы и пирокластических фрагментов при движении потока под водой.

К отложениям подводных грязекаменных потоков (дебрисфлоу) отнесены толщи ритмично стратифицированных грубообломочных тефроидов в разрезах ирендыкского комплекса по р. Малый Кизил, хр. Южный Ирендык на широте деревень Морясово, Бахтигареево, Сагитово, Галеево, хр. Узункыр и др. Характерными признаками этих образований служат: ритмичное переслаивание горизонтов тефрогенных конглобрекций и песчаников, ненарушенность подстилающих песчаников в зоне контакта с грубообломочными прослоями (что отмечалось в работах В.А. Коротеева), свидетельствующее о перемещении глыб и обломков во взвешенном состоянии в псаммитовом матриксе; различие обломков и глыб по степени раскристаллизации и текстуре, иногда – по составу, что говорит о смешении материала разного генезиса. Мощность ритмов достигает 5–7 м, мощность отдельных прослоев зависит от крупности материала: конглобрекции с глыбами диаметром 5–10, 15–20 см составляют 3–4 м, мелкообломочные породы с угловатыми фрагментами диаметром 2–3 см – около 1–2 м, псаммитовые прослои – первые десятки см. Верхняя, песчаная, часть ритма отлагалась одновременно с подстилающими конглобрекциями, о чем свидетельствует постепенный градационный переход между ними [23] и сходство по составу

перекрывающих прослоев песчаников и псаммитового наполнителя конглобрекчий.

Отложения мутьевых потоков (турбидиты) и донных течений в составе ирендыкского комплекса описаны в ряде публикаций [10, 11, 27, 28]. В изученных разрезах (оз. Талкас, р. Большой Кизил, хр. Узункыр) среди слоистых песчано-галечных и алевропелитовых толщ в ассоциации с турбидитами можно выделить отложения зерновых потоков – грейниты, которые представлены массивными пластами грубо- и мелкозернистых вулканомиктовых песчаников мощностью 10–30 см, с характерными признаками – слабой и инверсионной градационностью, наличием чашечных текстур и эрозионных нижних контактов, присутствием галек и угловатых фрагментов кремнистых алевропелитовых пород. Пласты грубозернистых вулканомиктовых песчаников в разрезе переслаиваются с тонкозернистыми и тонкослоистыми кремнистыми алевропелитовыми породами мощностью до 15 см – вероятными продуктами осаждения из потоков алевроитовых частиц (силтфлоу) и хемогенной садки кремнезема.

Собственно турбидиты встречаются в нижней и верхней частях ирендыкского комплекса (д. Сагитово, оз. Талкас, д. Ярлыкапово, хр. Узункыр, д. Муракаево) и имеют характерные признаки, описанные во многих работах [12, 23, 24, 27]: песчано-алевропелитовую размерность частиц, прямую градационную сортировку, определенное строение многослоев – с элементами последовательности Боуэма по типу АВ, АС и т.д., преимущественно горизонтальную слоистость, резкие нижние и постепенные верхние контакты прослоев. Ритмы в ирендыкских турбидитах достигают мощности 0,5 м, из них 20 см – грубозернистые песчаники, 10 см – среднезернистые, 5–7 см – мелкозернистые, 3–5 см – тонкозернистые песчаники, 2–3 см – тонкослоистые кремнистые алевропелиты. Отмечается постепенное сокращение мощности интервалов с уменьшением размерности частиц (прямая корреляция между размером обломков и мощностью прослоев). Состав кластики – вулканомиктовый и тефрогенный.

В ирендыкских отложениях Узункырской структурно-фациальной зоны в верхней части турбидитовых ритмов наблюдаются прослои кремнистых песчано-алевропелитовых пород, мощностью 5–10 см, характеризующихся в отличие от турбидитов лучшей сортировкой вулканомиктового материала, отсутствием градационности, наличием косоволнистой, косой и линзовидной слоистости, обусловленной резким чередованием тонких (доли сантиметра) песчаных, алевроитовых и пелитовых прослоев, мощность которых в отличие от отложений гравитационных потоков не зависит от размерности частиц. Эти породы по данным признакам [18, 24, 27] можно отнести к отложениям донных течений (контуритам), перемежающим тонкий вулканомиктовый материал вдоль склонов подводных вулканов.

Таким образом, в составе ирендыкского комплекса установлены практически все типы субаквальных обломочных отложений, описанные для подводных вулканических дуг [12, 17, 19]. Распределение выделенных типов по разрезу и латерали имеет следующие закономерности: в Ирендыкской структурно-фациальной зоне более распространены грубообломочные непереотложенные вулканокластические фации, фиксирующие реликты вулканических построек; в нижней и верхней части разреза Ирендыкской зоны и в Узункырской структурно-фациальной зоне, расположенной к востоку от Ирендыкской и формировавшейся с ней синхронно [15], развиты эпикластические фации – отложения потоков обломков, турбидитных и донных течений. Это свидетельствует о том, что вулканогенно-осадочные образования Узункырской зоны, имеющие значительно меньшую (в 3 раза) мощность, формировались на подводном склоне в тылу Ирендыкской вулканической дуги [4].

Преобладание в составе ирендыкского комплекса вулканогенно-обломоч-

ных фаций объясняется подводными (мелководными) условиями извержений, благоприятствующими дополнительному увеличению количества вулканокластиков в результате гидрокластического и гидроэксплозивного механизмов дробления. Крутые склоны подводных вулканов способствовали быстрому перемещению образующегося обломочного материала в виде различных гипсов гравитационных потоков (массфлю), сформировавших ритмично-стратифицированные вулканогенно-осадочные толщи комплекса в погруженных участках.

Список литературы

1. Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А. О генетической классификации пирокластических отложений и типах отложений извержения вулкана Безымянный 1955–1956 гг. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 33–55.
2. Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 318 с.
3. Годовиков А.А., Рипинен О.И., Моторин С.Г. Агаты. М.: Недра, 1987. 368 с.
4. Горожанина Е.Н. Ирландский островодужный (порфириновый) комплекс среднего девона Южного Урала. Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск. Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1991. 22 с.
5. Иванов К.П., Чурилин Н.С. Распространение и условия образования фации гиадокластиков в некоторых уральских формациях // Палеовулканизм Урала. Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1975. Вып. 113. С. 10–33.
6. Каретин Ю.С. Эволюция раннегеосинклинального базальтоидного вулканизма Тагильского прогиба // Вулканические образования Урала. Тр. Ин-та геологии и геохимии. 1978. Вып. 134. С. 69–86.
7. Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород / Под ред. Г.С. Дзоевнидзе и др. Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970. 262 с.
8. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О.А. Богатикова и др. М.: Наука, 1981. 180 с.
9. Конюхов А.И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 222 с.
10. Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кориневский В.Г. Вулканические фации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 205 с.
11. Косарев А.М., Сопко Л.Н. Строение и условия формирования дацит-диоритовой толщи ирландской свиты в Макан-Бурибайском районе на Южном Урале // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 220–232.
12. Кэри С., Сигурдссон Х. Модель вулканогенной седиментации в окраинных бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 65–101.
13. Лучицкий И.В. Вопросы палеовулканологии. Избранные труды. М.: Наука, 1988. 232 с.
14. Малеев Е.Ф. Закономерности формирования вулканогенно-осадочного материала. М.: Недра, 1982. 152 с.
15. Маслов В.А., Артюшкова О.В., Барышев В.Н. Стратиграфия девонских отложений Магнитогорского мегасинклинория // Сов. геология. 1987. № 9. С. 61–70.
16. Марковский Б.А., Ротман В.К. Особенности вулканизма и гидротермальной деятельности ранних стадий развития островных дуг // Вулканология и сейсмология. 1988. № 5. С. 34–41.
17. Мурдмаа И.О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса // История мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 128–147.
18. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
19. Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2 / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. 384 с.
20. Петрова М.А., Рогов В.И., Бурикова И.А. Гиадокластиты в вулканогенных толщах Южного Урала, Армении и Забайкалья // Вулканизм Южного Урала. Тр. Ильменского заповедника УНЦ АН СССР. 1974. Вып. XII. С. 60–67.
21. Симанович И.М., Кудрявцев Д.И. Текстурные типы эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы // Тр. ГИН АН СССР. 1981. Вып. 362. 64 с.
22. Сопко Л.Н. Дезинтегрированные эффузивы как особый тип вулканогенных обломочных пород (на примере Баймакского и Макан-Бурибаевского районов) // Тр. Ильменского заповедника УНЦ АН СССР. 1974. Вып. XII. С. 72–75.
23. Фишер Р.В. Субаквальные вулканокластические породы // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 9–51.

24. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
25. Фролов В.Т., Щербакова М.Н. Принципы совершенствования классификации и номенклатуры вулканогенно-осадочных пород // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1988. № 4. С. 3–11.
26. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 279 с.
27. Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Гречин В.И. и др. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм // Тр. ГИН АН СССР. 1984. Вып. 396. 222 с.
28. Хворова И.В., Ильинская М.Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 81. С. 87–160.
29. Ямада Э. Подводные пирокластические потоки: развитие и отложения // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1967. С. 52–64.
30. Bednarz U., Sunkel G., Schmincke H.-U. The basaltic andesite-andesite and the andesite-dacite series from the ICRDG Drill Holes CY-2 and CY-2a. I. Lithology, petrology and geochemistry // Cyprus Crystal Study Project: Initial Report, Holes CY-2 and CY-2a. Geol. Surv. of Canada, 1987. Paper 85–29. P. 183–204.
31. Grandell D.R. Deposites of Pre-1980 pyroclastic flow and lahars from mount St. Helens Volcano, Washington. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1444. Washington: US Government Printing Office, 1987, 95 p.
32. Honnorez J., Kirst P. Submarine basaltic volcanism: morfometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs // Bull. Volcanol. 1975 (1976). V. 39. N 3. P. 441–465.
33. Kokelaar B.P. The mechanism of Surtseyan volcanism // Geochim. et cosmochim. acta. 1983. V. 47. N 4. P. 939–944.
34. Peckover R.S., Buchanan D.J., Ashby D.E.T.F. Fuel-coolant interaction in submarine volcanism // Nature. 1973. V. 245. N 5424. P. 307–308.

Институт геологии БНЦ УрО РАН,
Уфа

Поступила в редакцию
22.V.1992

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4:552.74(571.5)

© 1993 Осокин П.В.

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ
В УГЛЯХ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ И ЮЖНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Угольные месторождения являются не только источниками энергетического и химического сырья, но и рассматриваются как комплексные промышленные руды ряда полезных ископаемых. Золы и шлаки углей могут использоваться в агрохимических целях как удобрения и мелиоранты, в строительной индустрии, для получения глиноземистого сырья, легированного железа, добычи ряда редких и рудных элементов [10, 11].

Изучение углей некоторых месторождений юрско-мелового возраста Северной Монголии и Южного Забайкалья (фиг. 1, 2) показало наличие в них большого (41) числа элементов-примесей. Все элементы по предложенной Я.Э. Юдовичем [11] схеме разделены на группы и подгруппы: золообразующие — более 0,5% (Ca, Mg, Fe, Al, P, S), малые типоморфные — 0,01–0,5% (Ba, Sr, Zr, Mn, Ti, V), редкие типоморфные — 0,0001–0,01% (Ge, Ga, Mo, Be, As, Pb, Cr), редкие нетипоморфные (Li, Cu, Zn, Sc, Sn, Co, Ni, Sb, Y, Yb, Ag, F) и экзотические ультраредкие — менее 0,0001% (La, Ce, W, Hg, Tl, Nb, Ta, Bi, In, Hf). Отдельные элементы отмечаются в аномально высоких (рудных) концентрациях (табл. 1). Во многих случаях повышенные содержания элементов-примесей в углях хорошо согласуются с геологическим строением и геохимической обстановкой обрамлений районов угленакпления. Особенно четко это проявляется на Баганурском и Эгийн-Гольском месторождениях, которые выделяются высокими содержаниями в углях вольфрама, хрома, никеля, кобальта.

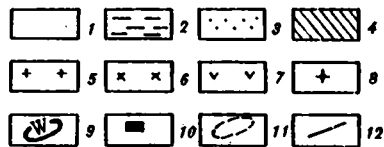
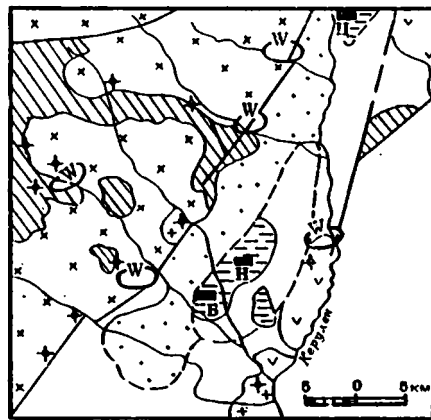
Баганурское месторождение размещается в 110 км к востоку от г. Улан-Батора в центральной части Табунсубатуинской впадины, выполненной континентальными отложениями нижнего мела, неогена и четвертичными. Протяженность впадины более 100 км, ширина 8–17 км.

Нижнемеловые отложения представлены двумя свитами — шарилинской (конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники, алевролиты) и вышележащей дзунбаинской. Дзунбаинская свита обладает высокой угленасыщенностью. В ее разрезе выделяется пять угольных пластов, разделенных горизонтами алевролитов, песчаников, составляющих продуктивную толщу до 500 м мощности. Мощность пластов угля колеблется от 1,4 до 34,9 м. Строение их в большинстве случаев сложное. Они часто расщепляются прерывающимися алевролитами и углистыми сланцами на второстепенные слои. Общая мощность меловых отложений достигает 1020–1300 м. Возраст пород установлен по многочисленным находкам фауны остракод, гастропод рыбных остатков, растительных отпечатков, спор и пыльцы [8].

Угленосные отложения слагают мульдобразную структуру шириной до 5,0 км и протяженностью 14–15 км. Пласты угля на бортах мульды наклонены под углом 8–10°, выполаживаясь к центру до 2°. В ряде случаев мульда осложнена разломами, вблизи которых угли имеют крутое падение и сильно дроблены.

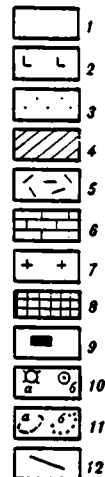
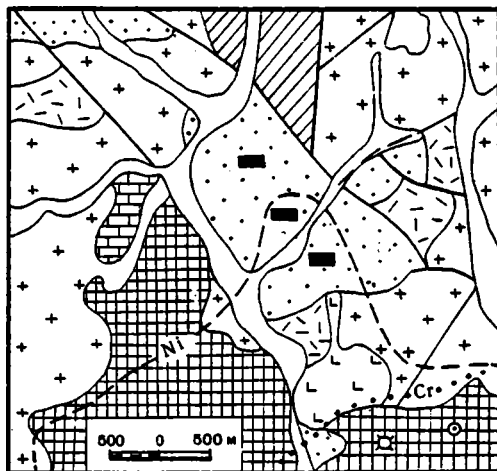
Борта впадины сложены метаморфическими образованиями докембрия, терригенно-эффузивными породами верхней перми, нижнепалеозойскими и нижнеюрскими гранитоидными. В бортовых обрамлениях впадины выявлено несколько бериллиевых, молибденовых и вольфрамовых проявлений (11 проявлений и пять геохимических ореолов (см. фиг. 1). Вольфрамовая минерализация связана с наличием вольфрамитов, шеелитов по зонам окварцевания и грейзенизации, с кварцевыми жилами, аплитами, пегматитами, скарноидными породами. Содержания вольфрама в проявлениях варьируют от 0,01 до 0,5%.

При проведении поисково-оценочных работ в 1964 г. на месторождении было изучено 87 бороздовых и керновых проб угля по всему угольному разрезу. Спектральными анализами золы угля был установлен широкий спектр элементов-примесей (24 элемента), из которых семь отмечаются повышенными содержаниями. Особенно высокими концентрациями выделяется вольфрам (см. табл. 1). Элемент содержится почти во всех угольных пластах Баганурского месторождения. Наименьшее (0,01%) и максимальное (1,0%) содержание его отмечалось



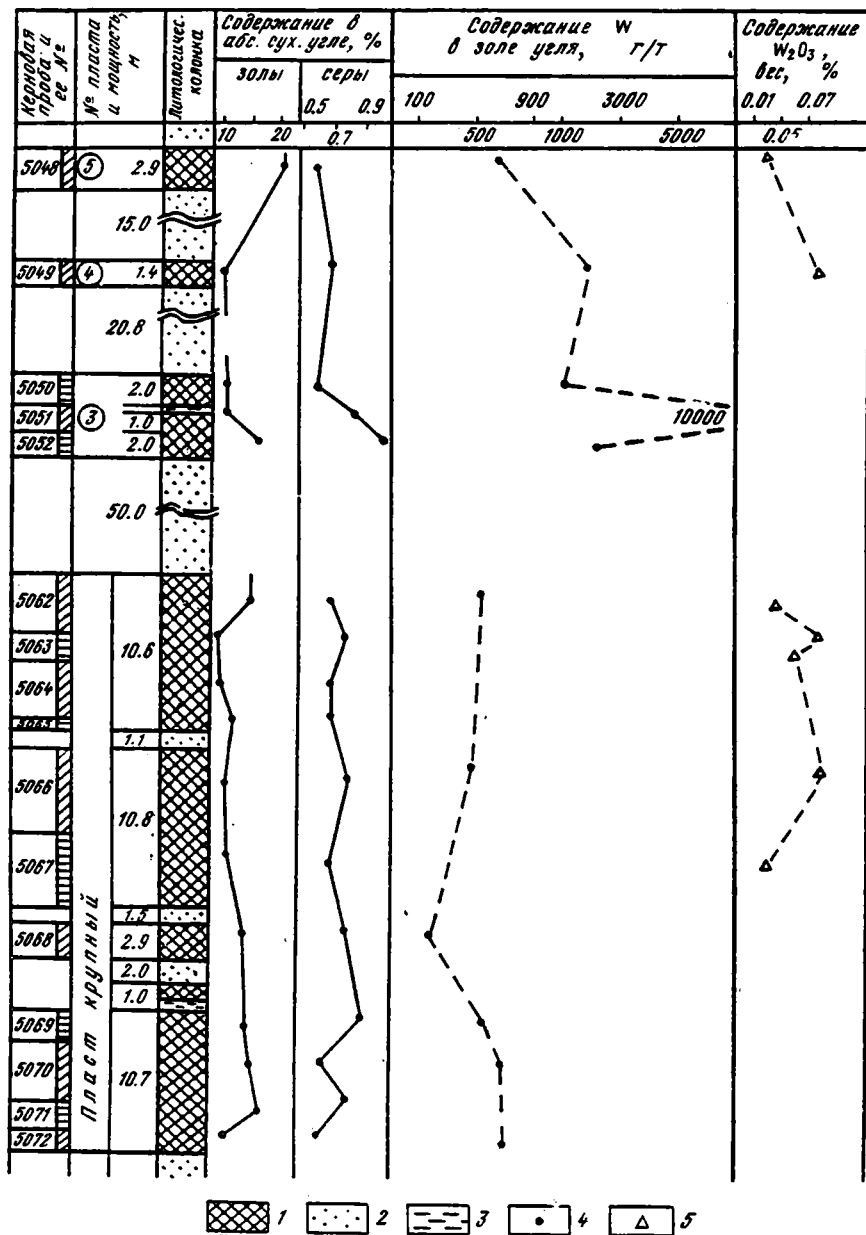
Фиг. 1. Схематические геологические карты Баганурского угольного месторождения Северной Монголии

1 — неоген-четвертичные отложения; 2, 3 — нижнемеловые отложения (2 — дзунбаинская свита: песчаники, алевролиты, сланцы, бурые угли, 3 — шарилинская свита: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты); 4 — верхнепермские эффузивно-терригенные образования; 5 — юрские интрузии (граниты, сиениты, гранит-порфиры); 6–7 — гранитоиды (6 — средне- и верхнепалеозойские; 7 — нижнепалеозойские); 8 — проявления вольфрама, шеелита; 9 — геохимические ореолы вольфрама; 10 — выходы угля на поверхность (проявления: Б — Баганур, Н — Нурэнтуин-Аршан, Ц — Цзун-Байдалаг-Гол); 11 — контур Баганурского угольного месторождения; 12 — тектонические нарушения



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта Эгийн-Гольского угольного месторождения Северной Монголии

1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые базальты; 3 — средне- и верхнеюрские отложения (конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы, угли); 4–6 — венд-кембрийские эффузивно-терригенно-карбонатные отложения (4 — песчаники, алевролиты, сланцы, 5 — эффузивы, туфогенные породы, 6 — известняки, доломиты); 7 — палеозойские гранитоиды; 8 — верхнерифейский массив ультраосновных пород; 9 — выходы угля на поверхность; 10 — проявления хрома (а), никеля (б); 11 — геохимические ореолы никеля (а) хрома (б); 12 — разломы



Фиг. 3. Распределение золы, серы и вольфрама в углях Баганурского месторождения
1 — угольные пласты; 2 — песчаники; 3 — сланцы; 4 — вольфрам в золе; 5 — W_2O_3 в золе

в пласте 3 (фиг. 3). Среднее содержание элемента по месторождению составляет 0,16%. В контрольных целях в 16 пробах угля было проведено химическое определение триоксида вольфрама (минимальное содержание составило 0,006%, максимальное — 0,3%). Наличие вольфрама в углях отмечается и в других угленосных проявлениях Табунсубатуинской впадины. На проявлении Нурэнтуин-Аршан-Булак (в 5 км к северу оз. Баганур) содержание элемента достигало 0,01%, а в устье р. Цзун-Байдалаг-Гол (в 40 км севернее озера) — 0,01—0,04% (см. фиг. 1). Указанные содержания вольфрама в углях в сотни и тысячи раз превышают кларковые значения ($1,0 \cdot 10^{-4}$) данного элемента для осадочных пород по А.П. Виноградову. При рассмотрении графиков содержаний вольфрама по разрезам угольных пластов наблюдается как будто бы слабое повышение количества элемента к нижним частям пластов, но не

Месторождение	Zn	Cu	Cr	Ni	Co	Mo	W	Zr
<i>Северная Монголия</i>								
Баганурское	500	200	—	—	—	100	1600— 10000	—
Могойн-Гол	600	—	—	—	—	—	—	500
Эгийи-Гол	—	—	500— 1500	3000— 10000	100	100	—	—
Мурэн-Гол	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Южное Забайкалье</i>								
Хилокское	—	—	—	100	—	—	—	800
Олонь-Шибирь	300	—	—	—	—	—	—	—
Галгатайское	1500	2000	2000	—	—	—	—	800
Эрдэмское	—	200	—	—	—	—	—	—
Никольское	—	—	—	—	—	—	—	—
Окино-Ключи	200	—	—	—	—	—	—	600
Гусиноозерское	—	—	—	—	100	100	—	—
Золоотвал Гусино- озерской ГРЭС*	250	—	—	—	76	230	10—65	—
Золоотвал ТЭЦ-1 г. Улан-Удэ*	—	—	—	—	—	—	—	—

*Данные из отчета В.Ф. Белоголового, Э.Ф. Жбанова и др.. Улан-Удэ: ПГО Бурятгеология, 1986 г.

усматривается связи его с содержаниями в углях золы, серы (см. фиг. 2). В работах [3—6, 11] неоднократно подчеркивалось, что «преобладающей формой связи большинства типоморфных элементов в углях являются химические соединения их с органическим веществом» [11, с. 83]. Вероятно, что и вольфрам баганурских углей связан с органическими соединениями. Минеральная форма нахождения вольфрама в золе нами не установлена, и процесс накопления его в углях не выяснен. Очевидно, каким бы способом вольфрам не отлагался в углях Баганурского месторождения¹, источниками этого элемента несомненно служили рудопрооявления вольфрама бортовых обрамлений Табунсубатуйнской впадины.

Ярким примером связи элементов-примесей в углях с составом пород обрамлений является Эгийи-Гольское месторождение. Оно находится на территории Хубсугульского аймака в 70 км к северу от г. Мурэн на левом берегу р. Эгийи-Гол. В устьевой части реки Цаган-Бургасу-Гол наблюдается хорошо выраженная в рельефе почти изометричная (5×7 км) впадина, выполненная, средне- и верхнеюрскими отложениями, выделяемыми в сайханобинскую свиту. Свита разделяется на две части: базальную и продуктивную. Базальная толща представлена конгломератами, грубозернистыми песчаниками. Мощность ее около 300 м. Продуктивная толща сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Широко распространена красноцветная окраска пород. Мощность более 200 м.

На месторождении установлено четыре угольных пласта мощностью от 0,5 до 3,8 м, разделенных углисто-глинистыми сланцами, алевролитами, аргиллитами. Мощность породных прослоев колеблется от 10 до 100 м. Пласты угля имеют сложное строение. Угли являются типичными каменными, среднезольными (16—20%), высококачественными [7]. Обрамление Цаган-Бургасской котловины сложено эффузивно-терригенными и карбонатными отложениями венда — кембрия, биотитовыми и щелочными гранитами, сиенитами, граносиенитами девонского возраста. С южной стороны угленосная впадина ограничена крупным Эгийи-Гольским массивом дунитов, гарцбургитов, серпентинитов верхнего рифея — кембрия. В пределах массива отмечается ряд проявлений хромита, сульфидных руд, асбеста и крупные геохимические ореолы хрома, никеля (см. фиг. 2).

¹В настоящее время месторождение эксплуатируется. Опробование в 1987 г. стенок двух угольных карьеров редкими образцами (11 обр.) подтвердило наличие вольфрама в углях, но не в столь высоких содержаниях (от 0,4 до 16,6 г/т).

элементов-примесей в золах углей, г/т

Hg	Ge	Mn	Ti	F	As	Ba	Sr	Be	Зола, вес. %
—	100— 300	—	—	—	300	—	—	100	13,13 [9]
—	—	2000	—	—	300	6000	5000	—	18,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	13,0
—	—	—	5000	—	—	—	2000	—	11,3
—	—	5000	10000	—	—	3000	—	—	—
—	—	3000	40000	—	—	—	—	—	23,0
—	—	1500	20000	—	—	—	—	—	31,5
—	—	—	10000	—	—	—	—	—	—
—	—	3000	5000	—	—	—	—	—	19,4
—	—	2000	10000	—	—	—	—	—	23,0
—	—	—	—	600	—	—	—	—	21,8
22	—	—	—	400–5500	—	—	—	—	—
—	—	—	—	300–2000	—	—	—	—	—

Спектральные анализы угольных проб, взятые из разведочных выработок и бывшей эксплуатационной наклонной шахты, показали наличие значительного числа (22) типоморфных элементов, среди которых особо высокими содержаниями выделяются хром, никель и отчасти кобальт и молибден (см. табл. 1).

Связь элементов-примесей в углях с окружающими комплексами пород наблюдается и на Южно-Забайкальских месторождениях. По данным В.И. Приходько, Л. Жалсобои, изучавших угольные месторождения Южного Забайкалья в 1981–1985 гг., установлено, что угли многих месторождений отличаются повышенными содержаниями марганца, титана, циркония, а угли Галгатайского месторождения — содержаниями цинка, меди, хрома (см. табл. 1).

Повышенная фтористость углей Гусиноозерской впадины связана, вероятно, с имеющимися проявлениями и месторождениями плавикового шпата дальних и ближних окрестностей обрамления депрессии [1]. Нахождение в обрамлении Гусиноозерской, Тугнуйской и Чикойской угленосных впадин массивов основных пород и покровов основных эффузивов с многочисленными проявлениями титаномагнетита обусловило повышенные содержания титана и хрома в углях. Повышенная титанистость углей указанных угленосных впадин подтверждается и химическими анализами зола углей.

Как видно из приведенных примеров, элементы-примеси в углях рассмотренных регионов определяются металлогенической специализацией обрамления районов угленакопления.

Изучение химического состава золы углей рассмотренных месторождений показало весьма разнородный ее состав (см. табл. 2). Различные соотношения основных оксидов золы в качестве модулей используются с целью расшифровки генетической информации углей. Наибольшее применение получили модули: $M_1 = \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$; $K = \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; $M_5 = \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$.

Максимальными значениями модуля M_1 будут обладать угли, терригенная часть которых содержит продукты размыва кор выветривания, главным образом каолинита. Повышенные положительные значения K подчеркивают преобладание в углях кальцит-доломитовой минерализации, а отрицательные — пиритовой и сидеритовой [11].

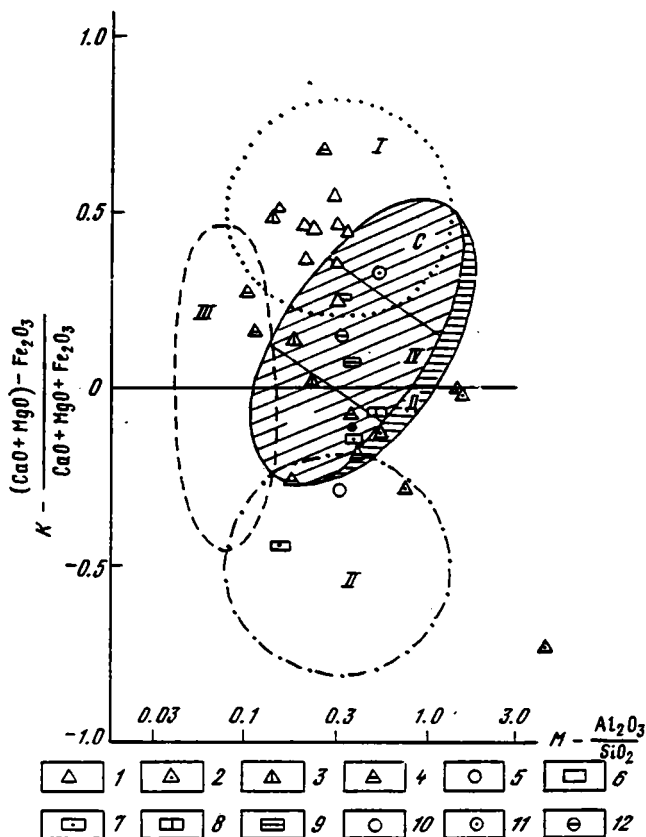
Большое генетическое значение придается модулю M_5 . Он отражает степень восстановленности углей. При M_5 , равном более единицы, угли считаются «мало восстановленными» и состав золы преимущественно алюмосиликатный терригенного происхождения. С преобладанием $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ угли считаются более «восстановленными». Л.Я. Кизильштейн [2, 3] считает, что «менее восстановленные» угли соответствует верховому, а «более восстановленные» — низинному типу торфонакопления.

Нанесение модулей M_1 и K проанализированных проб золы на генетический график валового состава [11] показывает размещение точек по разным полям минерализации (фиг. 4). Выделяются золы с карбонатной минерализацией (Баганурское м-ние), глиноземистые (Могойин-Гольское м-ние) и преимущественно кремний-глиноземистые (золы углей Южного Забайкалья). Резкие отклонения точек от контуров полей минерализации свидетельствуют о

Таблица 2

Средний состав золы угольных месторождений, вес.%

Месторождение	Зола	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃	M ₁	K	M ₅
<i>Северная Монголия</i>															
Баганурское	13,1	40,6	10,9	14,6	0,4	21,6	2,4	1,5	0,8		0,4		0,24	0,15	1,3
Могойн-Гол	18,5	22,1	31,1	19,7	0,4	7,6	2,0	1,1	2,2	—	3,3	—	1,4	—0,34	1,8
Эгийи-Гол	13,0	59,4	13,1	9,8	0,4	3,8	6,3	1,5	0,4	0,03	1,1	1,9	0,22	0,01	3,6
Мурэн-Гол	11,3	60,6	13,6	6,9	0,5	5,9	4,9	1,9	0,5	0,03	1,0	3,2	0,2	0,22	6,9
<i>Южное Забайкалье</i>															
Никольское	19,4	58,4	22,2	7,9	1,3	3,5	2,5	1,8	0,8	0,2	0,7	1,9	0,4	—0,13	5,8
Олонь-Шибирь	23,0	57,8	22,8	7,3	1,1	3,9	1,4	1,9	0,7	0,2	0,9	2,0	0,4	—0,15	6,4
Загустайское	21,8	51,5	10,0	23,8	—	7,1	1,9	—	—	—	—	2,8	0,2	—0,45	1,9
Окино-Ключи	23,0	50,9	23,7	6,8	1,7	4,8	1,1	0,9	0,7	0,06	0,53	1,25	0,5	—0,07	5,9
Мунханское	21,2	60,3	22,9	4,9	1,2	4,6	1,2	1,0	0,5	—	0,6	—	0,4	0,08	7,8
Дабан-Горхон	9,5	54,1	17,7	13,5	—	6,6	1,3	—	—	—	—	3,8	0,3	—0,3	3,3
Талинское	19,3	43,7	15,0	10,3	0,84	11,8	2,0	2,6	6,2	0,17	0,6	10,0	0,3	0,14	2,4



Фиг. 4. Генетический график валового состава золы углей угольных месторождений Северной Монголии и Южного Забайкалья

I — поле карбонатной минерализации; II — то же — сульфидной; III — угли загрязненные "случайной" золой; IV — типовой состав зол бурых, каменных и антрацитовых углей (C — наименее зольные, A — наиболее зольные, D — существенно глиноземистый состав золы)

1—4 — пробы с месторождений Монголии (1 — Баганурского, 2 — Могойн-Гольского, 3 — Эгийн-Гольского, 4 — Мурэн-Гольского); 5—12 — пробы с месторождений Южного Забайкалья (5 — Никольского, 6 — Олонь-Шибирского, 7 — Загустайского, 8 — Окино-Ключевского, 9 — Мунханского, 10 — Дабан-Горхонского, 11 — Ахаликского, 12 — Талинского)

проявлениях эпигенетической минерализации углей (сульфидизации, карбонизации и пр. [11]).

А.Н. Сутурин, В.А. Бычинский [10] провели градацию золы углей по главнейшим золообразующим компонентам и наметили определенные группы золы (по Al_2O_3 33–38%, Fe_2O_3 18–28%, CaO 16–62%), пригодные для практического использования (утилизации). Повышенные и высокие содержания Al_2O_3 (25–38%) отмечались в золе углей месторождений Могойн-Гол (27,6–34,6%), Олонь-Шибирь (26,8%), Загустайское (27,2%), Окино-Ключи (27,0–29,0%). Высокие содержания Fe_2O_3 (18–28%) обнаруживаются в углях месторождений: Могойн-Гол (45,0%), Олонь-Шибирь (24,9%), Загустайское (23,8–29,3%). Высокие содержания CaO (16,0–62%) свойственны углям Баганурского (19,7–27,4%) и Ахаликского (22,0%) месторождений. Все отмеченные месторождения заслуживают внимательного ревизионного изучения и постановки некоторых поисково-оценочных работ.

Наличие элементов-примесей в углях поднимает проблему не только добычи ценных полезных компонентов, но и охраны окружающей среды от экологически вредных элементов. К особо опасным элементам относятся As, Hg, Cd, Zn, Pb, F [4, 11]. Некоторые из перечисленных элементов содержатся в исследованных угольных месторождениях, а поскольку большинство из них разрабатывается и уголь сжигается, то отмеченные элементы отравляют окружающую среду.

Приведенные данные по элементам-примесям и золообразующим компонентам угольных месторождений Северной Монголии и Южного Забайкалья свидетельствуют о том, что угольные месторождения названных регионов могут расцениваться как потенциальные комплексные промышленные руды и представляют серьезную экономическую и экологическую проблему.

Список литературы

1. Булнаев К.Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 118 с.
2. Кизильштейн Л.Я. Геохимические индикаторы условий древнего торфонакопления // ХТТ. 1973. № 4. С. 42–49.
3. Кизильштейн Л.Я., Перепяtko A.Г., Гофен Г.И. Палеогеографические закономерности распределения элементов-примесей в угольных пластах // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 3, с. 129–134.
4. Клер В.Р., Сапрыкин Ф.Р. Общие вопросы геохимии и методов изучения малых элементов в каустобиолитах. Металлогения и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР. М.: Недра, 1987. С. 49–77.
5. Клер В.Р. Концентрация малых элементов в углях и угленосных формациях. Металлогения и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР. М.: Наука, 1988. С. 67–140.
6. Королев Д.Ф., Дербаремдикер М.М. Геохимические особенности распределения молибдена и вольфрама на одном из месторождений бурых углей // Докл. АН СССР. 1966. Т. 168. № 5. С. 164–169.
7. Маринов Н.А., Дугэрсурэн Ж. Уголь. Геология МНР. Т. III. М.: Недра, 1977. С. 26–88.
8. Осокин П.В., Эзбум Ч. Геологическое строение Баганурского месторождения бурых углей Центральной Монголии // Материалы по геологии МНР. Улан-Батор, 1971. С. 46–58.
9. Осокин П.В. Элементы-примеси в бурых углях одного месторождения Центральной Монголии // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 3(5). Чита, 1968. С. 144–146.
10. Сугурин А.Н., Бычинский В.А. Зола углей – потенциальное минеральное сырье // Тез. 1-го Всесоюз. совещ. «Геохимия техногенеза». Т. II. Иркутск, 1985. С. 193–195.
11. Юдович Я.Э. Геохимия ископаемых углей. Л.: Наука, 1978. 162 с.

Бурятский геологический
институт СО РАН, Улан-Удэ

Поступила в редакцию
11.XI.1991

УДК 552.5:551.71/72(667)

© 1993 Аду Т.К., Паранько И.С.

ГЕОЛОГИЯ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ СТРУКТУРЫ ТАРКВА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ГАНА)

Структура Тарква расположена в пределах Леоно-Либерийского щита, протягиваясь в северо-восточном направлении на расстояние около 250 км при ширине 30–60 км (фиг. 1). В тектоническом отношении она представляет собой грабен-синклиналь, выполненную метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма терригенными образованиями одноименной серии. Вмещающими породами служат метавулканогенные и вулканогенно-осадочные образования системы Бирримий, в строении которой принимают участие две различающиеся составом породных парагенезисов толщи, которые в стратиграфическом отношении, согласно представлениям местных геологов, рассматриваются в качестве серий, получивших название Нижний и Верхний Бирримий [16].

Нижний Бирримий сложен аспидными сланцами, филлитами, граувакковыми метапесчаниками с подчиненным развитием основных эффузивов и их туфов. Мощность серии достигает 9000 м.

Верхний Бирримий представлен преимущественно метавулканитами основного, ультраосновного, среднего и реже кислого составов, а также марганцевыми рудами, образующими



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Центральной Ганы

1 — система Биримий (а — метатерригенные образования Нижний Биримий, б — метавулканогенные образования серии Верхний Биримий); 2 — серия Тарква; 3 — мезозойско-кайнозойские образования; 4 — дайки основных и ультраосновных пород раннего протерозоя; 5 — постбиримский гранитоидный комплекс

отдельные прослои и линзы в верхних частях разреза серии, мощность которой достигает 3000 м.

Серия Тарква с угловым несогласием залегает на размытой поверхности биримских образований и представлена существенно метатерригенными отложениями (метаконгломератами, метагравелитами, метапесчаниками, кварцито-песчаниками, кварцитами) с подчиненным развитием согласных тел основных и средних эффузивов.

По данным Н.Р. Джуннера и др. [16], в строении разреза серии принимают участие четыре свиты (снизу вверх): Кавере, Банкет, Тарква и Хуни.

Свита *Кавере* сложена чередованием метаконгломератов, метапесчаников и полевошпатовых кварцитов, образующих двух- и трехкомпонентные ритмы высших порядков. Мета-конгломераты более характерны для нижних частей разреза свиты, представляют собой полимиктовые образования, состоящие из слабо и хорошо окатанных обломков пород системы Биримий. Взаимно переслаивающиеся с ними метапесчаники характеризуются граувакковым составом, сравнительно выдержанным как по разрезу, так и в латеральном отношении. Полевошпатовые кварциты развиты преимущественно в средней и верхней частях разреза, где образуют маломощные прослои и линзы. Мощность свиты изменяется от 200 до 400 м на севере структуры, до 400—600 м в ее южной части.

Свита *Банкет* залегает согласно на каверийских образованиях. В ее строении принимают участие олигомиктовые метаконгломераты, кварцевые метапесчаники и метагравелиты, кварцито-песчаники, кварциты. В подчиненном количестве отмечаются основные и кислые эффузивы, образующие согласные тела среди метатерригенных образований. Облик свиты представляют олигомиктовые метаконгломераты, заключающие в себе промышленные концентрации золота. Они составляют до 60% объема разреза свиты, переслаиваясь с метапесчаниками, метагравелитами, кварцито-песчаниками и кварцитами, образуя ритм высших порядков. Мощность свиты изменяется от 200 до 600 м.

Грубообломочные отложения банкетов перекрываются сланцами свиты *Тарква*, среди которых наиболее широко развиты филлиты. В подчиненном количестве отмечаются хлорит- и магнетитсодержащие серицитовые, биотит-серицитовые разновидности. Максимальная мощность свиты не превышает 240—300 м при ее сокращении до полного выклинивания в западном и северо-западном направлениях.

Венчает разрез серии Тарква свита *Хуни*, представленная ассоциацией кварцитов, кварцито-песчаников, метапесчаников и филлитов. Мощность свиты колеблется в пределах 900—1500 м.

Данные абсолютной геохронологии свидетельствуют о том, что образования Бирримий и Тарква сформировались в раннем протерозое в пределах возрастного интервала 1700–2100 млн. лет, при этом возраст бирримских образований составляет 2260–2600 млн. лет, а серии Тарква колеблется в диапазонах 1700–2100 млн. лет [8].

Особо пристальным вниманием на протяжении всей истории геологического изучения района Тарква пользовались метаконгломераты свиты Банкет, содержащие уникальные запасы золота. Макроскопически это плотные мелко- и крупногалечные породы, основная часть псефитового материала которых представлена довольно хорошо окатанными обломками жильного кварца и кварцитов, составляющих до 90% объема галечного материала. В незначительном количестве отмечаются гальки метазфизов системы Бирримий и кремнистых сланцев. Гальки имеют овальную, эллипсоидную, изометричную форму. Сортировка галечного материала как по составу, так и по размеру отсутствуют.

Наполнителем метаконгломератов служит разнозернистый кварцевый метапесчаник со значительной примесью рудных минералов, среди которых господствующее положение занимают гематит и магнетит. В незначительном количестве присутствуют пирит и пирротин.

Цемент метапесчаников представлен серицит-кварцевым материалом с примесью полевых шпатов, мусковита, хлорита.

Метаконгломераты образуют прослои и линзовидные тела мощностью 0,1–15,0 м, переслаивающиеся с метагравелитами, метапесчаниками, кварцито-песчаниками.

До настоящего времени дискуссионным является вопрос генезиса этих специфических для докембрия образований. Одни исследователи [19], базируясь на результатах литолого-фацциального анализа, склонны рассматривать метаконгломераты свиты Банкет в качестве отложений предгорных конусов выноса, другие [22], принимая во внимание ритмичный характер строения разреза и выдержанную в площадном отношении ориентировку гальки, предполагают существенно аллювиальную природу этих образований.

Для решения данного вопроса одним из авторов настоящей работы в процессе выполнения полевых исследований были произведены замеры более 300 галек из трех обособленных разрезов с целью определения коэффициентов сферичности, уплощенности галек и индекса сплюсненно-продолговатости, применяемых при восстановлении показателей обстановок осадконакопления.

Коэффициент сферичности определялся по формуле Е.Д. Снида и Р.Л. Фолка [20]:

$$K_c = \left(\frac{c^2}{ab} \right)^{1/3},$$

где a — длина гальки, b , c — соответственно средняя и короткая оси гальки. Для определе-

ния коэффициента уплощенности использовалась формула Г. Люттига [18]: $K_{уп} = \frac{c}{a} \cdot 100$, сплюсненно-продолговатого индекса — формула Дж.Е. Добкинса и Р.Л. Фолка [14]:

$$K_{сп} = \frac{a-b}{a-c} - 0,50 : \frac{c}{a}.$$

В результате изучения современных отложений Т. Страттен [21] установил, что речные гальки имеют средний коэффициент уплощенности выше 45 и характеризуются средним показателем сферичности более 0,65. В то же время Дж.Е. Добкинс и Р.Л. Фолк [14], исследуя гальки в реках и на пляжах Тахити-Нуи (Северная Америка), пришли к выводу, что средняя величина сплюсненно-продолговатого индекса в речных отложениях выше 1,5, а для пляжных галек значительно ниже.

Сравнение приведенных данных с полученными нами для галек метаконгломератов свиты Банкет свидетельствует, что последние выше нижнего предела для галек речных отложений (табл. 1). Средняя величина коэффициента сферичности, рассчитанная для галек метаконгломератов описываемой свиты, составляет 0,730 и близка величине, определенной Б.Г. Элсом [15] для миддлельейских метаконгломератов витватерсрандской системы (0,725) и полученной Т. Страттен [21] для речных галек ЮАР (0,720).

Близкими значениями характеризуются и коэффициенты уплощенности, средняя величина которых для галек свиты Банкет равна 54,9, в то время как гальки Миддлельейского рудного поля характеризуются значением 54,5, а речные гальки современных рек ЮАР — 53,6.

Аналогичные результаты получены и на графиках сопоставления величин зависимости коэффициентов сферичности и уплощенности галек изученных метаконгломератов и Миддлельейского месторождения золота Витватерсранда (фиг. 2), на которых фигуративные

Морфологические особенности галек свиты Банкет

Ф	N	Коэффициент уплощенности		Коэффициент сферичности		Сплюсненно-продол- говатый индекс	
		$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S
Разрез окрестностей г. Идуаприем							
-4,5	3	50,00	5,940	0,680	0,052	-0,099	0,119
-5,0	6	52,17	2,786	0,740	0,006	0,393	0,144
-5,5	32	55,41	0,537	0,777	0,004	0,135	0,012
-6,0	36	60,28	0,318	0,700	0,009	0,030	0,008
-6,5	10	55,50	0,967	0,742	0,004	0,085	0,005
Разрез I окрестностей г. Теберебе							
-4,5	10	55,00	0,333	0,761	0,011	0,313	0,096
-5,0	22	54,82	0,257	0,663	0,014	-0,088	0,025
-5,5	21	52,62	0,756	0,668	0,013	-0,124	0,033
-6,0	7	56,43	0,175	0,737	0,004	-0,061	0,061
Разрез II окрестностей г. Теберебе							
-4,5	17	47,00	1,447	0,723	0,001	0,288	0,047
-5,0	44	53,73	0,143	0,746	0,004	0,223	0,054
-5,5	93	54,13	0,140	0,716	0,001	-0,002	0,010
-6,0	27	50,37	0,475	0,733	0,002	0,142	0,008
-6,5	2	49,50	3,290	0,660	0,060	-0,300	0,632
Средние значения по трем разрезам							
≥ -4,5	87	58,40	1,444	0,753	0,011	0,070	0,177
≥ -4,5	60	56,00	1,432	0,727	0,010	0,025	0,198
≥ -4,5	183	52,79	0,577	0,720	0,020	0,099	0,118

Примечание. Ф — размерная величина подразделений шкалы В.К. Кромбейна [17], рассчитанная по формуле $\Phi = -\log_2 \frac{d}{d_0}$, где $d_0 = 1$ мм; d — размер по средней оси гальки; N — число замеров; $\bar{X}$ — среднее значение индекса; S — стандартное отклонение.

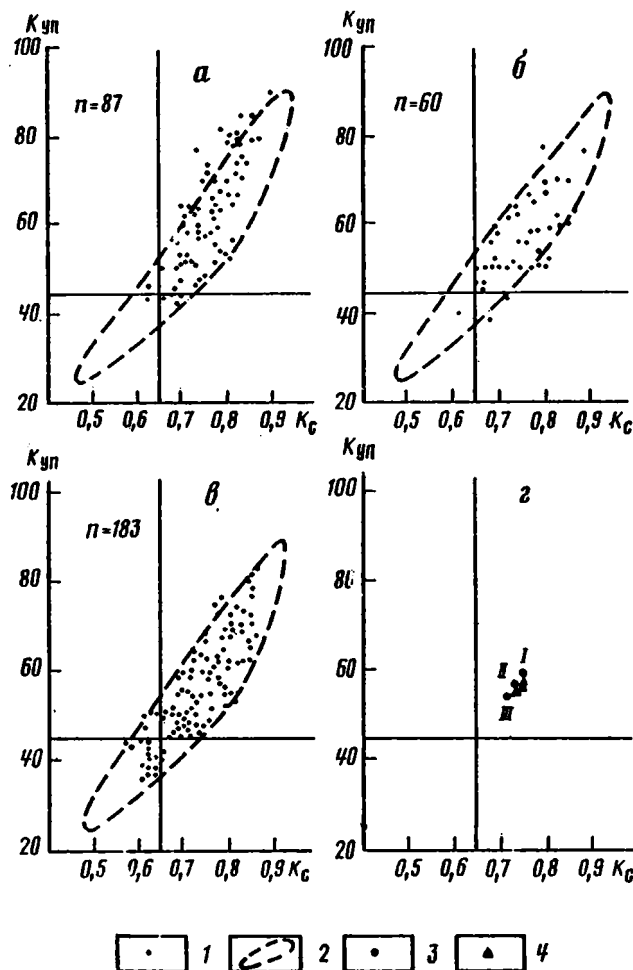
точки галек метаконгломератов свиты Банкет ложатся в интегральные поля фигуративных точек галек Миддельвейна.

Таким образом, из приведенного выше следует, что гальки изученных метаконгломератов структуры Тарква по морфологическим особенностям близки галькам аллювиальных отложений Миддельвейна, а также галечниковым отложениям современных рек.

В подтверждение речной природы конгломератосодержащей толщи свиты Банкет свидетельствует также и наличие косой слоистости в метапесчаниках кварцито-песчаниках и кварцитах, переслаивающихся с метаконгломератами. Слоистость характеризуется косвенным, перекрестным типом и углами падения, не превышающими 30–40°, что является прямым признаком отложения терригенного материала в условиях постоянных водных потоков [7].

В пользу последнего могут также свидетельствовать и результаты соотношений элементов-индикаторов, используемых для установления характера осадконакопления [12].

Известно [12], что величина Al/Ti в континентальных отложениях превышает 40, понижаясь в морских осадках, а V/Cu всегда меньше единицы в континентальных фациях и больше в морских; значение V/Zr в продуктах континентальной седиментации изменяется от 0,12 до 0,40. Аналогичные соотношения пород свиты Банкет составляют: метаконгломерат — Al/Ti 9,55; V/Cu 0,48; V/Zr 0,43; метапесчаник — соответственно 19,20, 5,71, 0,60; кварцит — 17,50, 5,58, 0,36, что свидетельствует о континентальных условиях осадконакопления, в то время как филлиты свиты Тарква, согласно данному методу восстановления палеофациальных условий осадконакопления, сформировались в морском бассейне (Al/Ti 29,50; V/Cu 5,14; V/Zr 0,41).



Фиг. 2. График зависимости коэффициента сферичности K_c от коэффициента уплотненности $K_{уп}$ галек

1 — фигуративные точки метаконгломератов свиты Банкет; 2 — интегральное поле фигуративных точек галек метаконгломератов Миддельвейского месторождения золота Витватерсрандской системы; 3 — средние значения коэффициентов сферичности и уплотненности в трех разобраных разрезах структуры Тарква (I, II, III); 4 — средние значения коэффициентов сферичности и уплотненности в трех разобраных разрезах Миддельвейна [по 15]

На полифациальные условия осадконакопления пород свит Банкет и Тарква указывает и характер накопления элементов в «идеальном профиле» Н.М. Страхова [10]: конгломерат → песчаник → кварцит → филлит.

Распределение элементов в профиле можно охарактеризовать как сглаженное, переходное от неупорядоченного к упорядоченному типу, что типично для аллювиальных, аллювиально-пролювиальных (континентальных) отложений, впоследствии перераспределенных в бассейновых (морских) условиях, о чем свидетельствуют повышенные концентрации большинства элементов в породах конгломератосодержащей толщи свиты Банкет и сланцах свиты Тарква (табл. 2). Следует отметить, что такой характер распределения элементов предусматривает прежде всего длительное и интенсивное выветривание в областях сноса, олигомиктовость терригенного материала и хорошую сортировку [10].

Интенсивность выветривания, играющего огромную роль при формировании терригенных образований, находится в прямой зависимости от климатической обстановки [9]. Результаты сопоставления петрохимических метасаммитов свиты Банкет методом В.К. Головенка [2]

Средние содержания микроэлементов в породах свит Банкет и Тарква, усл. ед.

Элемент	Свита Банкет			Филлиты свиты Тарква (22)
	конгломераты (33)	песчаники (22)	кварциты (16)	
P	53,33	28,00	50,00	63,60
Ge	0,01	0,02	0,06	0,18
Mo	0,04	0,06	0,03	1,14
Cu	28,33	2,10	1,42	1,80
La	—	0,80	—	0,50
Ni	2,30	2,50	2,40	5,20
Cr	10,10	7,20	6,23	10,00
Pb	0,63	0,74	1,20	1,25
Bi	1,10	—	0,20	0,27
Sn	0,05	0,008	0,12	0,20
Ag	18,39	5,80	3,08	—
Zr	31,36	20,00	21,92	22,70
Ti	447,00	460,00	361,54	227,50
Ga	0,35	0,70	0,86	1,00
Li	0,09	—	0,27	0,70
Co	2,92	1,54	1,88	1,20
Zn	4,51	3,80	3,77	8,90
V	13,64	12,00	7,92	9,25
Mn	113,94	53,00	84,61	42,50

Примечание. В скобках приведено число анализов.

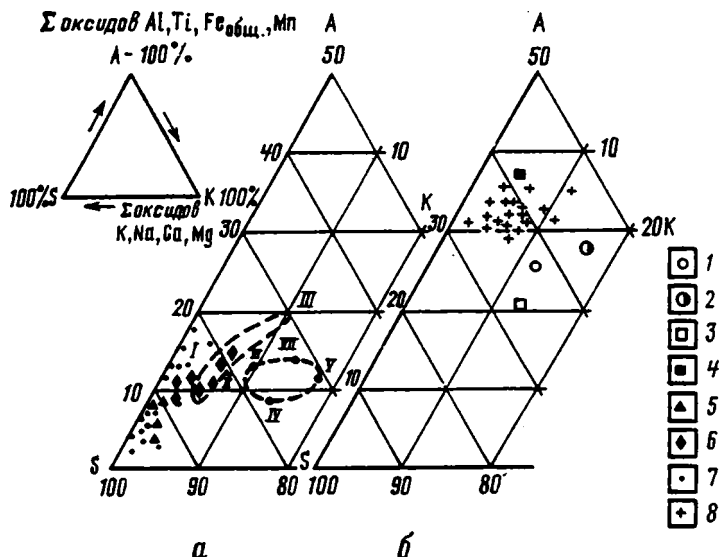
свидетельствуют о формировании последних в условиях жаркого и влажного климата, при этом основная часть фигуративных точек метапсаммитов свиты тяготеет к типовой точке континентальных песков гумидного климата с некоторыми отклонениями в сторону прибрежно-морских образований (фиг. 3д).

Точки тонкоотмученных образований филлитов свиты Тарква располагаются между типовыми точками морских глин и континентальных глин влажного и жаркого климата (см. фиг. 3б), что вполне сопоставимо с результатами, полученными при анализе метапсаммитов свиты Банкет. На сходство сланцев свиты Тарква с морскими глинами жаркого и влажного климата указывают и результаты сравнения их химических составов со средним кларковым составом породообразующих оксидов в магматогенных породах (фиг. 4). Несмотря на некоторые различия, черты сходства между первично глинистыми породами свиты Тарква и глинами морских бассейнов жаркого и влажного климата очевидны.

Подтверждением установленных палеоклиматических условий формирования метатерригенных пород структуры Тарква являются и общегеологические признаки. Характер состава и строения свиты Банкет позволяет различать среди ее образований аналоги моно- и олигомиктовой литогенетических («климатических») формаций, характерных для зон с экваториальным климатом.

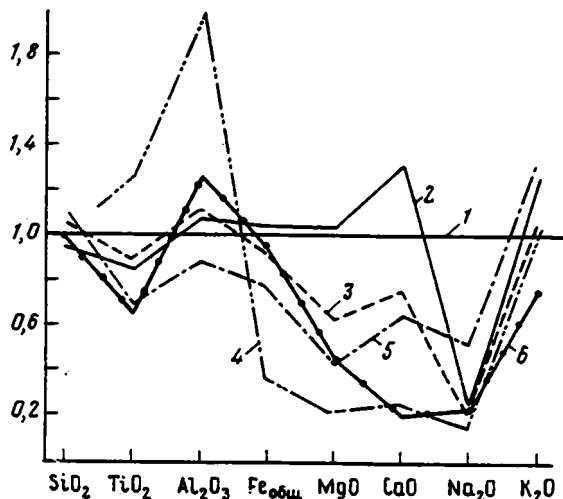
Наряду с существенно олиго- и мономиктовыми обломочными образованиями в низах разреза серии Тарква отмечаются полимиктовые породы свиты Кавере, которые, согласно классификации В.М. Синицына [9], могут быть сопоставимы с полимиктовой литогенетической («климатической») формацией, свойственной умеренному климату гумидных зон, что не вполне согласуется с изложенными выше данными. Однако следует отметить, что полимиктовые формации характерны также для тектонически активных областей, фиксируя наиболее активные подвижки в земной коре в целом и областях сноса обломочного материала в частности, чем, очевидно, и можно объяснить разную степень зрелости обломочного материала в разрезах свит Кавере и Банкет при существовании климатических обстановок, способствующих интенсивному химическому выветриванию.

Установление палеотектонического режима при осадконакоплении пород свит Тарква и Банкет путем сопоставления коэффициентов интенсивности выветривания W и степени осадочной дифференциации d с таковыми, разработанными А.А. Предовским для метасадоч-



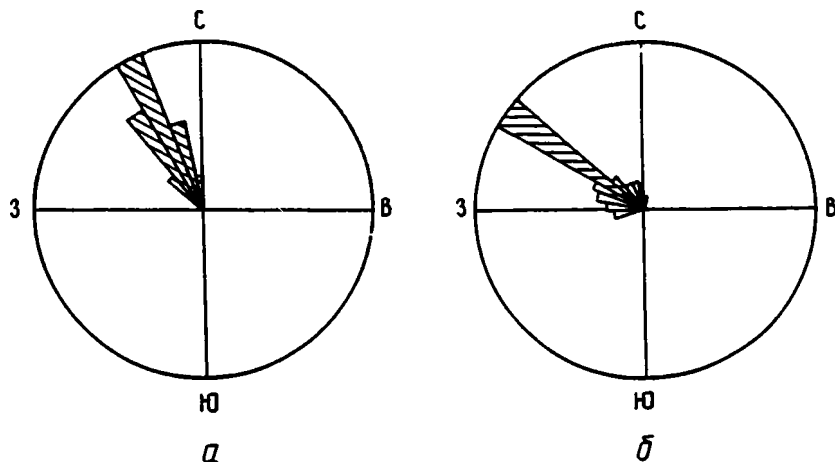
Фиг. 3. Диаграмма сравнения составов метапсаммитов свиты Банкет (а) и метапелитов свиты Тарква (б) с «эталонными» типами песков и глин различных климатических зон

I—III — поле песков гумидного климата (I — континентальные, II — прибрежно-морские, III — пелагические); IV—VII — поле песков аридного климата IV — континентальные, V — лагунные, VI — прибрежно-морские, VII — пелагические); 1 — морские глины; 2 — глины морские, засоленных лагун и озер аридного климата; 3 — континентальные глины холодного и умеренно холодного климата; 4 — континентальные глины влажного и жаркого климата; 5 — метапесчаники свиты Банкет; 6 — кварциты свиты Банкет; 7 — метапесчаники, цементирующие гальку метаконгломератов свиты Банкет; 8 — филлиты свиты Тарква



Фиг. 4. Сопоставление средних химических составов различных генетических типов глин и филлитов свиты Тарква

1 — средний химический состав магматогенных пород по Кларку и Вашингтону; 2 — глины морские, засоленных лагун и озер аридного климата; 3 — морские глины; 4 — континентальные глины жаркого и умеренно холодного климата; 5 — континентальные глины жаркого и влажного климата; 6 — филлиты свиты Тарква



Фиг. 5. Диаграмма наклона косой слоистости в метапесчаниках и кварцито-песчаниках в разрезах свиты Банкет в окрестностях городов Идуапурим (а) и Теберебе (б)

ных толщ областей различных тектонических режимов [5], свидетельствует, что осадконакопление происходило в прогибах средней и сильной степени активизации (W 2,2; d 5,56). По-видимому, максимум активизации был связан с заложением структуры, что и обусловило полимиктовый состав обломочных пород свиты Кавере, а осадконакопление отложений Банкет и верхних частей разреза структуры происходило при снижении тектонической активности.

Реконструкция геотектонических обстановок занимает особое место при восстановлении палеоусловий формирования места осадочных толщ. Если рассматривать описываемые конгломератсодержащие толщ с позиций их формационной принадлежности, то они, согласно данным В.З. Негруцы [3], не могут быть сопоставимы как с молассовыми, так и с другими платформенными и геосинклинальными формациями, в строении которых принимают участие грубообломочные отложения, а образуют свои специфические формации, характерные для докембрийского этапа развития Земли. Однако несмотря на это в процессе проведения была предпринята попытка определения палеотектонической обстановки с помощью метода, базирующегося на выявлении петрохимических отличий пород и их парагенезисов. С этой целью были сопоставлены петрохимические параметры (геохимические модули) пород свит Тарква и Банкет с таковыми, определенными А.Б. Роновым и др. [6] для платформенных и геосинклинальных областей, а также внутриконтинентальных докембрийских рифтов (Овручская структура) и проторифтовых структур (Криворожская структура) Украинского щита.

Результаты сопоставления свидетельствуют, что метаосадочные породы разреза серии Тарква по своим петрохимическим параметрам близки к псаммитам и пелитам докембрийских рифтоподобных структур Украинского щита, особенностью которых является наличие в разрезе грубообломочных отложений, а также содержат отдаленные черты сходства с такими отложениями континентальных и прибрежных фаций платформ. Этот вывод позволяет предполагать, что Тарквийская грабен-синклиналь развивалась по схеме формирования рифтогенных структур, характеризующих один из этапов развития земной коры в докембрийский период, сменивший этап образования зеленокаменных поясов, вулканоплутонические комплексы которых служили основным поставщиком терригенного материала при формировании метатерригенных толщ первого этапа конгломератообразования в истории Земли.

С целью определения направления сноса обломочного материала в пределах южной и юго-западной частей синклинали Тарква проводились массовые замеры (285) азимутов и углов падения косой слоистости с последующей обработкой полученных данных по методикам А.В. Хабакова и Н.Б. Вассоевича [1, 11]. В результате было установлено, что направления переноса терригенного материала в данных разрозненных разрезах полностью совпадают.

На диаграмме, построенной для разреза окрестностей г. Идуапурим (фиг. 5, а), отмечаются два направления: первое характеризуется азимутом СЗ 330–340°, а второе — СЗ 320–330°, что указывает на перенос терригенного материала с юго-востока на северо-запад. Для разреза г. Теберебе, расположенного западнее первого (см. фиг. 1), главное направление соответст-

ует азимуту СЗ 300–310° (см. фиг. 5, б), подтверждая северо-западное направление движения палеорек.

Приведенные результаты вполне согласуются с ранее полученными данными Дж.А.С. Бергне, Г. Сестини, П. Ст. Эгена [13, 19, 22], которые предполагали снос обломочного материала при формировании метатерригенных толщ серии Тарква с площадей, расположенных к востоку от одноименной структуры.

Подводя итог изложенному, отметим, что формирование конгломератосодержащих толщ серии Тарква, по всей вероятности, было обусловлено заложением внутриконтинентальной рифтоподобной структуры, развитию которой способствовало периодическое повторение тектонической деятельности, запечатлевшейся в характере строения ассоциаций трансгрессивно-регрессивных ритмов. Осадконакопление происходило в полифациальных континентально-морских условиях. К континентальным следует относить грубообломочные толщи свиты Банкет и, возможно, нижней части свиты Кавере, сформировавшейся под влиянием аллювиальных процессов, а сланцевые породы свиты Тарква и, вероятно, породные ассоциации свиты Хуни являются продуктами бассейнового (морского) осадконакопления. Снос терригенного материала происходил с территорий, расположенных к востоку, юго-востоку от структуры Тарква. Размыву подлежали вулканогенно-осадочные образования системы Бирримий и гранитоиды комплекса Диксков. Процесс выветривания происходил в условиях жаркого и влажного климата, способствующего формированию высокозрелых кор, что обусловило олиго- и мономиктовый состав метатерригенных отложений разреза структуры Тарква.

Следует отметить, что, несмотря на некоторые различия конгломератосодержащих разрезов докембрия Украинского щита [4] и структуры Тарква, основные аспекты палеоусловий их формирования весьма сопоставимы, что, с одной стороны, свидетельствует об едином механизме докембрийского конгломератообразования на разных континентах, а с другой — может являться критерием при прогнозировании поисков месторождений полезных ископаемых, связанных с этими специфическими для ранних стадий развития Земли образованиями.

Список литературы

1. Вассоевич Н.Б., Гроссгейм В.А. Метод определения первичной ориентировки наклона косых слоев // Геол. сб. НИТО при ВНИГРИ 1 (IV) Л.: Гостоптехиздат, 1951. С. 15–27.
2. Головенко В.К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземистого сырья и древних россыпей // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М.: Недра, 1966. С. 17–32.
3. Негруца В.З. Методика прогнозирования и поисков месторождений благородных и радиоактивных металлов в кварцевых конгломератах. Препринт 304. Апатиты: Изд-во КФАН СССР, 1988. 32 с.
4. Паранько И.С., Рябенко В.А. Конгломераты в формациях Украинского щита. Препринт 90-14. Киев: ИГН АН СССР, 1990. 53 с.
5. Предевский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
6. Ронов А.Б., Гирич Ю.Л., Казаков Г.А., Илюхин М.Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ // Геохимия. 1965. № 8. С. 961–976.
7. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.
8. Салоп Л.И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. Л.: Недра, 1977. 304 с.
9. Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.
10. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 374 с.
11. Хабаров А.В. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования // Природа. 1951. № 4. С. 38–44.
12. Янов Э.Н. Геохимия кавказского и крымского флиша // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 1. С. 84–101.
13. Bergen J.A.G. West African Banket: Some surveying, geological and other features // Trans. Inst. Min. Metall. 1944. V. 53. P. 253–278.
14. Dobkins J.E., Folk R.L. Shape development on Tahiti-Nui // J. Sediments. Petrol. 1970. V. 40. P. 1167–1203.
15. Els B.G. Pebble morphology of an ancient conglomerate: The Middelvellei gold placer, Witwatersrand, South Africa // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. N 5. P. 894–901.

16. Junner N.R., Hirst T., Service H. The Tarkwa goldfield // Mem. Gold Coast Geol. Surv. 1942. N 6. 75 p.
17. Krumbein W.G. Measurements and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles // J. Sediments. Petrol. 1941. V. 11. P. 64–72.
18. Lüttig G. The shape of pebbles in the continental, fluvial and marine facies // Int. Assoc. Sci. Hydrol. 1962. Publ. 59. P. 253–258.
19. Sestini G. Sedimentology of a paleoplacer: The gold-bearing Tarkwaian of Ghana, in Ores in sediments // I.U.G.S. Publ. 1. Ser. A. 1971. N 3. P. 275–305.
20. Sneed E.D., Folk R.L. Pebbles in the Lower Colorado River, Texas: A study in particle morphogenesis // J. Geol. 1957. V. 66. P. 114–150.
21. Stratten T. Notes on the application of shape parameters to differentiate between beach and river deposits in southern Africa // Trans. Geol. Soc. Africa. 1974. V. 77. P. 59–64.
22. Strogon P. The sedimentology, stratigraphy and structure of the Tarkwaian, Western Region and its relevance to gold exploration and development. Unpl. Rep. Geol. Dept. University College Dublin, Ireland, 1988. 27 p.

Криворожский горнорудный институт

Поступила в редакцию
12.V.1991

УДК 552.53:552.13

© 1993 Седлецкий В.Н., Федин В.П.

О НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМАХ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Соляная геология — специфическое направление в науке о Земле. С ней не только близко соприкасаются геохимия, тектоника, стратиграфия, минералогия, гидрогеология, но и находят свое место и другие отрасли науки: неорганическая химия, физикохимия, термодинамика, гидрология.

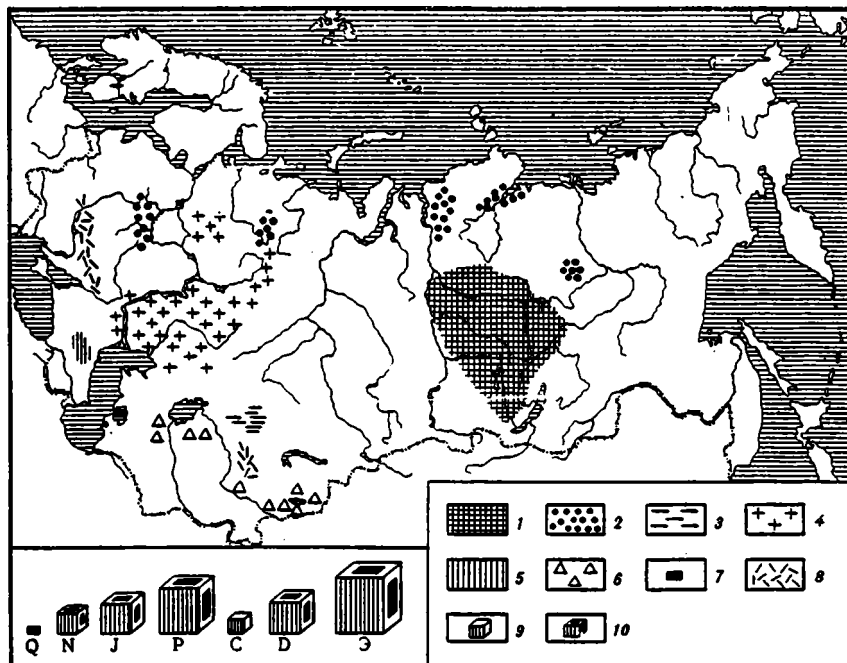
Зарождение соляной геологии началось в XVI в. Особенно интенсивно и результативно она развивается благодаря опубликованию трудов Г. Бишоффа (1871) и Ч. Лайелля (1835) со второй половины XIX и XX вв.

В настоящее время достижения соляной геологии внушительны: выявлено около 300 месторождений разнообразных солей с суммарными запасами порядка $40 \cdot 10^{12}$ т, которые могут обеспечить практическое потребление в объеме 500 млн. т/год на неограниченный срок. Современная наука завершает «сооружение» генетической конструкции соленакопления. Но все-таки здесь еще остаются темные пятна.

В недрах Земли на всех ее пяти континентах обнаруживаются визуально и при бурении мощные залежи разнообразных соляных пород, и не только на суше, но и в пределах морских шельфов (Атлантика), в окраинных (Северное) и внутренних (Средиземное, Красное) морях, Мексиканском и Бискайском заливах. Галогенные породы распространены во всех стратиграфических подразделениях осадочного разреза — от докембрия до антропогена. Особенно значительные по объему и разнообразные по составу залежи установлены в породах кембрийской, девонской, пермской, юрской и неогеновой систем. Среди них преобладают соляные формации, образовавшиеся в результате испарения воды открытых морей, но имеются залежи, сформировавшиеся в замкнутых внутриконтинентальных водоемах типа Каспийского и Аральского морей. Очень разнообразны и специфичны современные соляные образования, некоторые из них достаточно обширны: Кара-Богаз-Гол, Мертвое море, Большое Соленое озеро, и по площади распространения они соразмерны многим из ископаемых соляных бассейнов.

В настоящее время в объеме всей нашей планеты имеются данные по 106 галогенным формациям. Соляные образования распространены во всех ландшафтно-климатических поясах: от зоны вечной мерзлоты до аридной (фиг. 1). Кембрийский солеродный бассейн занимает почти всю территорию Сибирской платформы — от Енисейского кряжа на западе до правобережья Лены на востоке. С юга он ограничен хребтом Восточного Саяна, а на севере простирается до Норильска. Общая площадь бассейна составляет почти 2 млн. км², масса накопившихся в нем солей — не менее $5,85 \cdot 10^5$ км³ [1].

Несколько меньшие площади занимают залежи галогенных пород на Среднерусской возвышенности, в Днепровско-Донецкой и Припятской впадинах, на юге Казахстана (Чу-Сарысулский бассейн) и на крайнем юге Тувы. Соляные залежи протянулись вдоль подножия Западного Урала и продолжаются на территории Нижнего Поволжья. Вместе с тем прев-



Фиг. 1. Карта-схема распространения соленосных отложений различного возраста (по А.Л. Яншину)

1—8 — геологический возраст соленакпления (1 — кембрийский, 2 — девонский, 3 — каменноугольный, 4 — пермский, 5 — юрский, 6 — неогеновый, 7 — четвертичный, 8 — разновозрастные); 9—10 — соляные бассейны (9 — без калийных солей, 10 — с калийными солями)

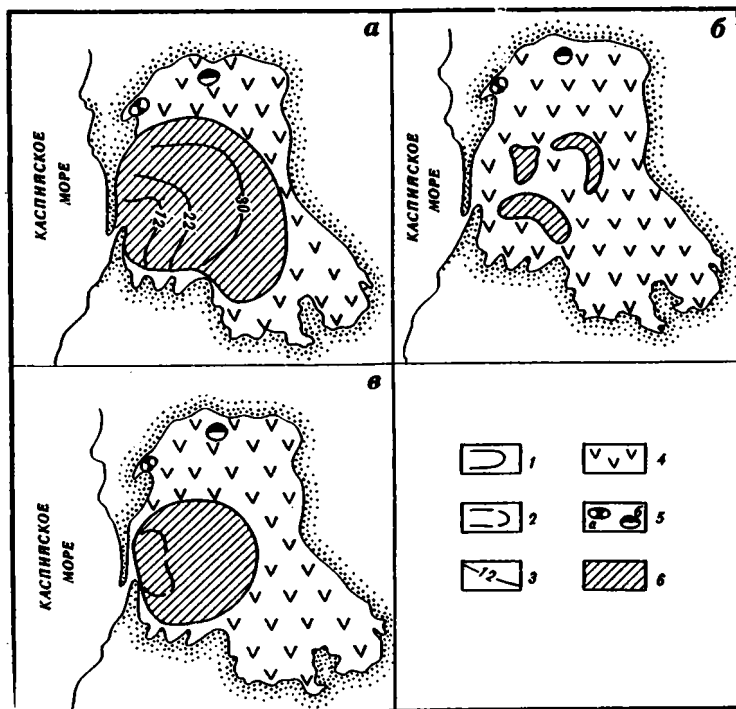
ние соляные толщи под влиянием тектонических процессов претерпели глубокие деформации. Для эвапоритов благодаря их реологическим свойствам (способность к пластическим течениям) деформации представляют специфические формы — соляные подушки, диапиры, соляные валы и антиклинали. Эти структурные формы в обиходе геологов объединяются термином *соляная тектоника*. Обычно соляной тектонике подвержены все крупнейшие соленосные формации.

Деформации эвапоритовых толщ формируют два главных фактора: гравитационный и тектонический. Под влиянием гравитационного фактора происходит всплывание соли из-под перекрывающих ее более плотных отложений (механизм инверсии плотностей), в результате тектонического — горизонтальное сжатие. Как правило, оба фактора действуют одновременно.

На интенсивность деформаций эвапоритов большое влияние оказывает структура подсолевого ложа (пологие антиклинальные поднятия или сбросовые уступы), благодаря которой создается неравнозначная нагрузка в надсолевой толще. Течение соли и ее нагнетание в ядра соляных структур начинается при мощности надсолевых отложений в несколько сотен метров.

К зонам соляной тектоники тяготеют залежи углеводородов. Нефтегазоносные «ловушки» локализуются в вершинах и склонах соляных куполов, а также подсолевых структурах. В последнем случае эвапориты выполняют роль экрана (покрышки), предохраняющего залежи от разрушения [2].

Анализируя и сопоставляя данные о форме и площадях соляных бассейнов, распространении и строении соляных горизонтов древних и современных залежей, академик Н.М. Страхов в 1962 г. разработал морфологическую классификацию солеродных бассейнов и выделил несколько основных типов: заливные, внутриконтинентальные бассейны, краевые зоны эпиконтинентальных морей [3]. Н.М. Страхов отметил, что среди них имеются аналоги современных соляных озер, а также совершенно специфические. Общим для всех типов солеродных бассейнов является ограниченная связь их с открытым морем, осуществляемая посредством узких неглубоких заливов, или же цепочки промежуточных, небольших



Фиг. 2. Хронологическая диаграмма высыхания и возрождения Кара-Богаз-Гола (по В.П. Федину)

(а — 1970 — 1980 гг.; б — 1983 г.; в — 1986 — 1990 гг.) 1 — контур акватории; 2 — то же, мигрирующий (внешний — для зимне-весеннего периода, внутренний — для летне-осеннего); 3 — концентрация солей в рассолах, мас. %; 4 — современные соляные образования (новосадка); 5 — эксплуатируемое (а) и резервное (б) месторождения рассолов второго соляного горизонта; 6 — площадь распространения массивных рассолов

мелководных бассейнов. Благодаря таким гидрологическим особенностям создавался дефицитный водно-солевой баланс, приводящий к кристаллизации солей из морской воды, т.е. к галогенезу, и в дальнейшем — к формированию соляных горизонтов на обширных площадях. Непосредственно процесс кристаллизации соли в природе происходит очень интенсивно, гораздо выше, чем при накоплении других видов осадочных горных пород: кремней, известняков, песчаников, глин и сланцев, особенно, когда дело доходит до кристаллизации хлоридов натрия. Расчеты показывают, что 1 м соли (хлорнатриевой) способен отложиться менее чем за 50 лет. Фактические наблюдения за скоростью образования соляных горизонтов, проведенные на соляных озерах Крыма, Казахстана и особенно на Кара-Богаз-Голе, когда его отделили дамбой от Каспийского моря (сентябрь 1980 г.), показали, что за один сезон из рассолов выкристаллизовывается слой до 5 см толщиной. А наблюдения, продолженные в Кара-Богаз-Голе в 1981—1984 гг. (фиг. 2), подтвердили необычайно высокие темпы соленакопления: за три испарительных сезона (апрель—октябрь) здесь испарилось более 10 м^3 рассолов, из которых на площади почти 12 тыс. км^2 образовался соляной горизонт мощностью до 40 см. В составе солей отмечается присутствие целой группы минералов и особенно тех разновидностей, которые выделяются на самых последних стадиях соленакопления — карналлит, сильвин, бишофит [4].

Вообще залив Кара-Богаз-Гол, в каком бы морфологическом состоянии он не находился, является прекрасным природным объектом для расшифровки условий древнего соленакопления. Начиная с К. Оксениуса (1877 г.) геологи используют залив в качестве модели. На Кара-Богаз-Голе не только нашла свое объективное подтверждение метаморфизация растворов, но и прошла проверку гипотеза М.Г. Валяшко об условиях кристаллизации калийных солей и многое другое, что оставалось долгое время неясным в специфике формирования соленосных формаций [5].

Древние и современные соляные залежи служат объектами тщательного изучения и разведки. Уже многое сделано для изучения минералогии и петрографии соленосных толщ, по выяснению условий их образования, закономерностей строения и распространения, связи с соляными отложениями различных типов полезных ископаемых, в том числе нефти и газа. Геологоразведчики, используя научные методологические разработки, выявляют в залежах наиболее обогащенные полезными компонентами зоны, определяют их запасы и оценивают возможности промышленной эксплуатации. Но не так часто, как нам хотелось бы, недра открывают свои «клады» — месторождения. В 70–80-х годах XX в. было открыто несколько новых месторождений (Восточная Сибирь, Западный Казахстан, Северная Туркмения). Это явилось результатом творческого развития поискового метода. На систематических форумах геологи, геохимики, технологи в обстановке широкой информативности подводят итоги, обсуждают возможности приложения новых методических принципов к изучению и классификации соляных образований, решают спорные вопросы теории и практики.

На одном из таких форумов (1972 г.) была доказана целесообразность продолжения поисков калийных солей в Восточной Сибири. И уже в 1979 г. был открыт Непский калиеносный бассейн¹ — первый в этом регионе. Это открытие явилось важным результатом совместных работ ученых и производственников по освоению минеральных ресурсов восточных районов страны в соответствии с программой «Сибирь» [6].

Не оставили «солевики» без внимания кара-богазскую проблему. Активная позиция о целесообразности возобновления морского стока в залив (1983 г.) сыграла решающую роль в том, что во второй половине 1984 г. было построено гидротехническое сооружение, и Кара-Богаз-Гол постепенно восстанавливает утраченное.

Около 25 лет назад ученых-геологов (Н.А. Кудрявцева и др.) увлекла идея глубинного образования эвапоритов. В своих гипотезах «глубинщики» напрочь отвергали накопленный опыт знаний о соленакоплении. Разногласия имели острый характер и стали предметом широкой дискуссии (1980 г.), в ходе которой «глубинная теория» была отвергнута.

За последние десятилетия изученность галогенных формаций и развитие теории галогенеза значительно продвинулись вперед. И хотя все-таки имели место отдельные попытки поколебать классические основы соленакопления, галогенез, являясь составной частью теории осадконакопления, опирается на историко-генетический и сравнительно-литологический методы исследований [7].

Более тщательное знакомство с ископаемыми месторождениями выдвинуло целую группу вопросов, для разрешения которых опыт изучения особенностей современного соленакопления сказывается недостаточным.

Длительное время геологи ищут правильное решение вопроса о начальных глубинах солеродных бассейнов. Современные аналоги этих бассейнов (Кара-Богаз-Гол, Мертвое море, Большое Солёное Озеро) являются мелководными (с глубинами не более первых десятков метров), поэтому вопрос о глубине древних солеродных бассейнов благодаря Лайеллевскому методу актуализма² автоматически решался однозначно. Но детальное изучение геологического строения древних соленосных толщ в конце концов поколебало эту, казалось бы, незыблемую позицию. А.Л. Янин в своих статьях приводил немало объективных доводов в пользу значительной глубины древних солеродных бассейнов, измеряемой к моменту отложения хлоридов натрия несколькими сотнями метров.

В последние годы в разных странах (Германия, Канада, США) были опубликованы новые материалы, ставящие под сомнение мелководность целого ряда солеродных бассейнов. Наконец, открытие в 60-х годах XX в. современного галогенеза на дне глубоководных впадин Центрального грабена Красного моря открывает серьезную перспективу для пересмотра утвердившейся гипотезы [8]. Старое актуалистическое представление о мелководности бассейнов соленакопления не является более постулатом.

В связи с изложенным необходимо обратить внимание на следующее обстоятельство. Наблюдения на природных объектах (соляных озерах) с глубинами до 5 м и более показывают, что насыщение растворов и кристаллизация легкорастворимых солей в мелководных бассейнах проявляются повсеместно, и это не оставляет никаких сомнений в использовании установленной закономерности при интерпретации накопления солей в древних бассейнах. К иным выводам приходишь, когда обращаешься к озерам, глубины которых составляют

¹Непский бассейн расположен на территории Иркутской области (площадь более 20 тыс. км²). Прогнозные ресурсы сильвинитовых руд составляют приблизительно 70 млрд. т).

²Чарльз Лайелл — английский естествоиспытатель. Изучал геологию в Оксфорде, иностранный чл.-корр. Петербургской АН. (1871 г.). Основной труд, посвященный изложению основ геологии, опубликован в 1835 г.

5–10 м и более. Несмотря на значительную концентрацию растворов (150–250 г/кг) здесь, степень их насыщения легко растворимыми солями и в испарительный сезон не достигает стадии кристаллизации даже при высокой аридности климата (Прикарабагазе). Сопоставление таких факторов вызывает сомнения относительно правомерности значительных глубин бассейнов соленакопления. Какие природные факторы в прошлые геологические эпохи обуславливали соленакопление в глубоководных бассейнах? Несмотря на многочисленные попытки их объяснить, все еще остаются неопределенными и являются предметом дискуссий.

Следует уточнить: в каких случаях и на каких стадиях древнее соленакопление было глубоководным, а в каких — мелководным, и как это влияло на минералогию, метаморфизацию и условия залегания соляных образований.

Предстоит также до конца разобраться, какой же температурный режим растворов при кристаллизации солей доминировал в бассейнах. Некоторые исследователи (Г. Борхерт, Э. Фульда, Д. Кинг) считают, что перепад температур между глубокими частями бассейна и мелководьем оказывает существенное влияние на ассоциации соляных минералов и последовательность их кристаллизации на глубине и в шельфовой зоне. Г. Борхерт пришел к такому выводу на основании опытов по кристаллизации соляных растворов сложного состава в длинных, мелких ваннах, подогреваемых с одного края. Он предложил различать *термофильные* соли, растворимость которых с увеличением температуры падает или остается практически постоянной, и *криофильные*, для которых растворимость с увеличением температуры возрастает.

Различия минерального состава солёности толщ одновозрастных формаций наталкивают исследователей на возможную зависимость кристаллизации эвапоритов от давления. На эту проблему уже неоднократно указывал акад. А.Л. Яншин, допускающий возможность (на основании наблюдений на современных природных объектах, находящихся в различных условиях атмосферного давления), что некоторая часть солей морского происхождения образовалась на больших глубинах, а следовательно, в условиях повышенного давления. Он предполагает, что выяснение влияния давления на процесс соленакопления позволит разобраться с особенностями минерального состава солёносных толщ. Не исключено и существенное влияние давления на интенсивность метаморфизации соляных образований. В связи с этим может найти объяснение проблема геохимической и рудообразующей роли седиментационных морских рассолов. Вероятно, проявятся также условия кристаллизации таких редких (эвтонических) соляных минералов, как бишофит $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ и тахидрат $CaCl_2 \cdot 2MgCl_2 \cdot 12H_2O$, поскольку для сохранения залежей этих солей требуются чрезвычайно специфические природные условия — «покрышки» насыщенных рассолов в бассейнах кристаллизации [9].

А.Л. Яншин считает, что если будут определены минералы или группы, характерные для определенных давлений, то, изучая их распределение в стратиграфическом разрезе земной коры, можно будет подойти к проблеме изучения плотности атмосферы в геологической истории Земли [10]. А это уже проблема из категории глобальных. Ее решение открывает возможность не только расшифровать некоторые спорные вопросы развития нашей планеты, но и, возможно, устранить отдельные темные пятна, сохраняющиеся в эвапоритовой концепции основ соленакопления.

Список литературы

1. Жарков М.А. История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СОАН СССР, 1978. 272 с.
2. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 550 с.
3. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
4. Федин В.П., Медведев С.А. Особенности развития соленакопления в Кара-Богаз-Голе на стадии замкнутого бассейна // Геохимия галогенеза. М.: Изд-во Московск. ун-та, 1990.
5. Фивег М.П., Федин В.П. Кара-Богаз-Гол как модель соленакопления прошлого // Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977. С. 226–233.
6. Жарков М.А., Мерзляков Г.А., Яншин А.Л. Открытие калийных солей в Сибири // Природа. 1982. № 7. С. 6–14.
7. Кореневский С.М. Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 12–23.
8. Сонненфельд П. Рассолы и эвапориты. М.: Мир, 1986. 392 с.
9. Жарков М.А., Жаркова Т.М. Геохимия галогенеза. М.: Изд-во Московск. ун-та, 1990. С. 20–47.
10. Яншин А.Л. Как же образуются залежи солей // Природа. 1978. № 7. С. 38–42.

ХРОНИКА

УДК 552.5(09)

© 1993 Кузнецов В.Г.

**13-я ЕВРОПЕЙСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
МЕЖДУНАРОДНОЙ АССОЦИАЦИИ СЕДИМЕНТОЛОГОВ**

С 15 по 17 сентября 1992 г. в Иене (Германия) проходила очередная Европейская региональная конференция Международной ассоциации седиментологов, организатором которой выступил Институт геологических наук Иенского университета им. Фридриха Шиллера. В составе оргкомитета и руководителями экскурсий были представители других университетов Германии — Эрлангена-Нюрнберга, Грейсфальда, Берлина, Фрейбергской горной академии. В работе конференции приняло участие около 200 ученых из 15 стран Европы, а также США, Канады и Марокко.

Открыл конференцию патриарх немецких седиментологов бывший президент МАС Г. Фюхтбауэр. Выступившие на открытии с приветствиями представители Министерства науки и культуры Тюрингии, ректората Иенского университета и председатель оргкомитета проф. Г. Лютцнер отметили важность изучения осадочных пород и осадочных процессов для экономики и охраны окружающей среды Тюрингии, а проф. Г. Лютцнер напомнил собравшимся, что первым седиментологом Тюрингии был выдающийся естествоиспытатель и поэт Вольфганг Гёте.

На первом пленарном заседании были заслушаны доклады известного исследователя древних пустынных обстановок К. Гленни (Великобритания) «Обзор региональной тектоники, климата и седиментологии ротлигенса северо-запада Европы, основанный на изучении современных пустынь» и одного из крупнейших специалистов по литологии карбонатных пород проф. Э. Флюгеля (Германия) «Прогресс в изучении рифов».

Большая часть докладов заслушивалась на двух секциях, а всего (вместе со стендовыми) было обсуждено более 150 докладов, большинство из которых носило отчетливо региональный характер. В них было представлено много новых материалов по литологии и условиям образования отложений конкретных районов, сами исследования часто отличались большой детальностью и скрупулезностью. Естественно, что значительное число из них было посвящено пермским и триасовым отложениям, широко развитым в Северной и Центральной Европе — ротлигенсу, цехштейну, мушелькальке.

Такое обилие докладов и сообщений, характер большинства из них не позволяют привести даже краткое их содержание. Интереснее попытаться провести общий анализ тематики, что позволит оценить некоторые общие тенденции седиментологических исследований, представленных на конференции. Какой-либо главной или явно преобладающей тематики не отмечено. С определенной степенью условности можно наметить несколько направлений, расположенных отнюдь не по их значимости. Большинство сообщений, как уже отмечалось, было посвящено литологической характеристике и условиям образования конкретных отложений. Серия докладов освещала проблему воздействия тектоники на седиментацию. При этом обсуждались не только достаточно традиционные вопросы осадконакопления и типы осадочных пород в разных бассейнах и в разных тектонических и геодинамических условиях, но и прямое воздействие конседиментационной тектоники, в частности синхронных осадконакоплению землетрясений, непосредственно на породы и их текстуру. Ряд сообщений касался «событийной седиментации» — резкому появлению аноксинных фаций, штурмовых отложений и т.д., цикличности отложений — ее характеру и причинам. В нескольких докладах обсуждались методические вопросы, например использование следов организмов для реконструкции условий осадконакопления, условия образования и геологическое значение трещин усыхания (в виде учебного видеofilма) и т.д. Существенно меньше внимания было уделено осадочным полезным ископаемым — фосфоритам, стратиформному полиметаллическому орудуению, углю, нефти и газу (главным образом с точки зрения коллекторских свойств пород).

Наряду с этими конкретными вопросами было несколько докладов и более общего характера. Так, Р. Гаупп сделал интересный обзор состояния и перспектив диагенеза кластических пород (в западном широком значении этого термина). В. Хай изложил результаты реконструкции триасового климата Земли с помощью компьютерного моделирования, используя глобальную схему циркуляции атмосферы и гидросферы при существующем в триасе расположении континентов и океанов.

В рамках конференции обсуждались материалы двух международных проектов. Первая серия докладов относилась к разделу «Минеральные ресурсы, геологические события и ритмы мелового периода». Программы глобальной осадочной геологии (в Германии эти исследования выполняются в основном в рамках национальной программы «Ведущие глобальные и региональные процессы биогенной седиментации»). Вторая серия докладов и специальный организационный симпозиум были посвящены вновь начинающейся программе Пангея.

Весьма неравномерно были представлены доклады и сообщения по петрографическим группам пород. Если исключить доклады на общие темы и непосредственно не связанные с литологией (стратиграфические, палеонтологические и т.д.), то почти половина исследований посвящена карбонатным породам, примерно треть — обломочным (в значительной мере флювиального генезиса). Доклады по другим типам пород были единичными; так, литология глин обсуждалась лишь в двух сообщениях. Подобная картина отчетливо отражает многолетний и постоянный интерес западных исследователей к карбонатным породам.

Несмотря на то что какие-либо кардинальные проблемы на конференции не обсуждались и не было более или менее общей определяющей проблемы, представленные материалы отражают современное состояние науки и дали много новых и детальных сведений по конкретным отложениям. Необходимо отметить четкую организацию работы конференции; неизбежные в таких случаях изменения в программе оперативно учитывались и доводились до сведения участников. В фойе была развернута прекрасная выставка и продажа геологической литературы, во многом, к сожалению, незнакомой отечественным ученым. Конференция сопровождалась хорошо организованными экскурсиями, участники которых могли познакомиться с геологическим строением и литологией ряда районов Германии.

Автор настоящей информации считает своей приятной обязанностью выразить искреннюю благодарность оргкомитету конференции и прежде всего проф. Г. Лютнеру, доктору М. Курце и Г. Яух, любезное приглашение которых дало возможность единственному представителю СНГ принять участие в этом интересном мероприятии.

Государственная академия нефти и газа,
Москва

Поступила в редакцию
12. X. 1992



ТВОРЧЕСТВО ЛЬВА БОРИСОВИЧА РУХИНА (к 88-летию со дня рождения)

В 30-е годы на геологическом небосводе бывшего Ленинграда яркой звездой вспыхнуло научное и педагогическое творчество Льва Борисовича Рухина, вспыхнуло, светило на протяжении четверти века и внезапно угасло.

С Львом Борисовичем мы были почти ровесниками. Первый раз я встретился с ним и с его верной спутницей Евгенией Валериановной в 1936 г. на станции Берчогур Ташкентской железной дороги в доме Солнцевых, в котором останавливались все изучавшие Мугоджары геологи, начиная с Михаила Михайловича Пригоровского.

Эта первая встреча произвела на меня огромное впечатление. Длинные вечера мы просиживали за чаем в садике около дома, беседуя на самые различные темы, часто очень далекие от геологии. Меня поразила эрудиция Льва Борисовича, широта его интересов в разных областях естествознания. Мы беседовали о попытках критики теории относительности, об изотопии химических элементов, о видовом разнообразии тропических лесов Бразилии, об особенностях островных фаун Новой Зеландии и Маскарен, о климатической зональности и причинах возникновения морских течений. Лев Борисович все это знал гораздо лучше меня и потому говорить с ним было очень интересно.

При последующих более кратких встречах впечатление необычности только усиливалось, но лишь позднее, познакомившись с фактами биографии Льва Борисовича Рухина, я понял; что моим собеседником был человек действительно неординарный, способности которого были исключительными.

Лев Борисович родился 29 октября 1912 г. в Москве в семье межевого инженера и уже с 13 лет начал зарабатывать на жизнь, что не мешало ему в 16-летнем возрасте успешно закончить среднюю школу, до 19 лет учиться в топографическом техникуме, а в 1933 г. в возрасте 21 года после всего двух лет учения блестяще закончить Ленинградский университет, причем сразу два его факультета: географический, где он получил специальность геоморфолога, и геологический, где он получил специальность палеонтолога.

Естественно, что после такого дебюта ректорат университета принял Льва Борисовича в аспирантуру, в которой он оставался всего два года. Уже в 1935 г. он защитил кандидатскую диссертацию на палеонтологическую тему: «Верхнесилурийские табуляты Туркестанского хребта и Хан-Тенгри» [11]. После утверждения в кандидатской степени в возрасте 25 лет он получил звание доцента Ленинградского университета.

Ранние работы Льва Борисовича в соответствии со специальностью, которую он получил на геологическом факультете, как и его кандидатская диссертация, были посвящены преиму-

шественно вопросам палеонтологии. Это статьи предвоенного периода о новых и редких видах моллюсков из палеогена Приаралья [5], где ему еще в студенческие годы довелось принимать участие в экспедиции по изучению сульфатных озер, о фавозитидах из нижнего девона Забайкалья [6], о фауне нижнедевонских отложений Казахстана [7], о нижнепалеозойских кораллах и строматопоронидеях бассейна р. Колымы [12], о табулятах верхнего силура Средней Азии [13], нижнего силура СССР [14] и верхнего силура окрестностей оз. Балхаш [17].

Однако талант разностороннего ученого проявился и на этом этапе творчества Л.Б. Рухина. Одной палеонтологии ему было мало. Поэтому в тот же предвоенный период появляются его статьи о сульфатных озерах Приаралья [4], о стратиграфии и литологии кембро-силурийской (кембро-ордовикской — сказали бы мы сейчас) песчаной толщи Ленинградской области [8], о геологическом строении северо-восточного Приаралья [9], об угловых несогласиях в силуро-девонской толще Южного Урала и Северных Мугоджар [15], об условиях образования ледниковых камов в некоторых районах Ленинградской области [18].

В этот же предвоенный период Лев Борисович пробовал свои силы в области фундаментальных вопросов тектоники. В 1938 г. он опубликовал статью «О закономерностях в распределении складчатых зон на земной поверхности» [16], а в следующем 1939 г. — «О ритме движения платформ» [19]. В те годы гипотеза Вегенера о перемещении материков еще не была реабилитирована в виде тектоники литосферных плит, континенты считались неподвижными, а изучение глубинного строения платформ опорным бурением и сейсмикой еще не начиналось. Поэтому взгляды Л.Б. Рухина, изложенные в этих двух статьях тектонического содержания, сейчас кажутся несколько устаревшими. Однако для своего времени они были написаны на высоком научном уровне.

Тогда же при изучении песчаных толщ нижнего палеозоя Ленинградской области у Льва Борисовича возникла блестящая мысль подойти к вопросу о генезисе песков на основании всестороннего анализа их гранулометрического и минералогического состава. В 1937 г. он опубликовал статью «Новый метод определения условий отложения древних песков» [10], а в 1939 г. статью «Новый метод перечисления гранулометрического состава песков» [20]. В последующем эта тематика в творчестве Льва Борисовича на целое десятилетие стала основной.

Таким образом, мы видим, что уже за короткий семилетний срок после окончания университета Л.Б. Рухин проявил себя как талантливый разносторонний специалист-палеонтолог, стратиграф, литолог и тектонист, способный делать выводы из сопоставления материалов по всем этим дисциплинам, что определило его дальнейшие успехи.

В военные годы Ленинградский университет находился в эвакуации в Саратове. Там Л.Б. Рухин продолжал свою педагогическую и научную работу, изучал структуру Саратовского Поволжья [21], обрабатывал материалы по стратиграфии и литологии песчаных толщ кембрия и среднего девона Ленинградской области [22, 23]. В 1943 г. он закончил и успешно защитил в Московском университете свою докторскую диссертацию на тему «Гранулометрический метод изучения песков» [24]. Было ему тогда 31 год.

Вскоре после защиты Лев Борисович был утвержден в звании профессора.

После окончания войны и возвращения университета в Ленинград Л.Б. Рухин продолжал публиковать статьи по гранулометрии песчаных и других кластических пород, по закономерностям формирования и стадийности развития речных песков, по типам песчаных фаций и по стратиграфии песчано-глинистых толщ нижнего палеозоя Ленинградской области и Прибалтики. Однако в конце 40-х годов количество публикаций сократилось, потому что Лев Борисович, не прекращая своей педагогической деятельности, начал работу над фундаментальным трудом «Основы литологии». Лишь начавшаяся в Москве дискуссия между Л.Б. Пустоваловым и Н.М. Страховым о пределах применимости в геологии принципа актуализма не могла оставить его равнодушным. Он решительно поддержал прогрессивные взгляды Л.Б. Пустовалова, отрицавшего значение этого принципа, и выступил в 1951 г. с большой статьей «О некоторых принципиальных вопросах учения об осадочных породах и ошибочном истолковании их Н.М. Страховым» [27].

А в 1953 г. Гостоптехиздатом был опубликован фундаментальный труд Л.Б. Рухина «Основы литологии», допущенный Министерством высшего образования в качестве учебного пособия для студентов геологических вузов и втузов [28].

В этой толстой книге (671 с.) пять частей. В первой из них описаны существующие осадочные породы, дана их классификация, для каждого класса пород указаны гранулометрические, минералогические и химические особенности, закономерности распространения и практическое значение. Вторая часть книги посвящена стадиям и условиям образования осадочных пород. В ней рассмотрены вопросы выветривания, переноса и отложения осадочного материала, а также вопросы преобразования осадка в осадочные породы (сингенез,

диагенез и эпигенез) и основные условия образования осадочных пород. Среди этих условий ведущая роль отводится тектоническому режиму, а второстепенная, но тоже важная, климатическому фактору. Третья часть книги посвящена фациям и фациальному анализу, четвертая — осадочным формациям и их классификации, а пятая — современной геологической эпохе и ее отклонениям. Такое расположение материала связано с признанием эволюции осадочного породообразования в истории Земли и отрицанием сравнительно-литологического метода, согласно которому понять условия образования древних пород можно только найдя их аналоги в современных осадках. Книга богато иллюстрирована (304 рисунка) и содержит очень много методических рекомендаций, основанных на личном опыте автора.

Появление «Основ литологии» Л.Б. Рухина стало крупным событием в истории русской геологии. Она обсуждалась в различных коллективах. На нее был опубликован ряд отзывов. В.И. Попов в своей рецензии справедливо отметил, что эта «ценная книга, основанная на многолетнем личном преподавательском опыте ее автора, представляет первое в литературе изложение основ литологии... Широким подходом к предмету эта книга отличается от ранее имевшихся отечественных работ по петрографии осадочных пород (М.С. Швецова, Л.В. Пустовалова) и учению о фациях (Д.В. Наливкина), а также от заграничных руководств по учению об осадкообразовании и петрографии осадочных пород (Твенховела, Мильнера, Петтиджона и др.). Книга Л.Б. Рухина не имеет ничего общего с эмпирическим изложением материала Мильнером и с непоследовательной трактовкой Твенховела. В отличие от этих исследователей Л.Б. Рухин рассматривает не только вещественный состав осадочных пород, но и связывает его особенности с процессами развития... Предшественники Л.Б. Рухина, в том числе и я, — пишет В.И. Попов, — в своих работах лишь предлагали те или иные классификации осадочных формаций, но почти не проводили сопоставления в порядке их систематического описания. В литературе имелись лишь разрозненные описания различных формаций. В части изложения фактического материала основным и крупным достижением является то, что Л.Б. Рухин впервые свел эти описания и систематически охарактеризовал эти формации в последовательном порядке, определяемом принимаемой им тектонической классификацией формаций» [3, с. 130–131].

Положительные рецензии на «Основы литологии» были опубликованы и другими крупными специалистами в этой области геологии. Не обошлось и без отрицательных рецензий. Н.М. Страхов не мог примириться с тем, что книга Л.Б. Рухина выбивает почву из-под ног его сравнительно-литологического метода, а потому опубликовал в 1955 г. рецензию, в которой пытался доказать несостоятельность многих выводов автора. Однако даже Н.М. Страхов, против актуалистических взглядов которого, как указывалось выше, выступал Л.Б. Рухин, вынужден был признать, что его книга «несомненно привлечет — и уже привлекла к себе внимание всех вообще работников литологической науки», что попытку Л.Б. Рухина «изложить на современном уровне общее учение об осадочных породах и их образовании... следует считать более или менее оправданной и работу интересной, тем более, что автор книги показал себя ученым с широким кругозором и интересом к большому кругу вопросов» [36, с. 71].

Ряд замечаний по тексту «Основ литологии» был сделан геологами Харьковского университета [2].

Окончательная оценка «Основ литологии» была дана международной научной общественностью. На протяжении 50-х годов эта книга была переведена и опубликована во Франции, Германии, Румынии и дважды издавалась в Китае (в 1956 и 1958 гг.). В странах, где выходили переводы этой книги, на нее публиковались неизменно положительные рецензии¹. Такого международного признания ни до, ни после, не получала никакая другая книга по геологии, написанная русским автором.

В нашей стране спрос на «Основы литологии» также оказался очень большим. Тираж первого издания 6000 экземпляров быстро разошелся и до конца своей жизни Лев Борисович работал над улучшением и дополнением текста книги для второго ее издания, которое было

¹Смотри, например, статью А. Кейо во французском журнале «Обзор по геоморфологии и динамике» [37].

осуществлено уже после его смерти в 1961 г. А потом потребовалось еще третье ее издание в 1969 г.

В этом отношении книга Л.Б. Рухина также оказалась уникальной.

Между тем после первого издания «Основ литологии» Л.Б. Рухин на протяжении 50-х годов продолжал проявлять кипучую педагогическую и научную деятельность. Он читал курсы лекций по общей геологии, тектонике, литологии, учению о фациях, палеогеографии. С 1945 по 1948 г. он был деканом геологического факультета, а затем стал проректором Ленинградского университета по учебной работе.

Несмотря на большую педагогическую нагрузку, Лев Борисович успел очень много написать.

Тематика его публикаций в 50-е годы несколько изменилась. Наряду со статьями по различным вопросам литологии стали появляться статьи палеогеографического содержания. В 1955 г. была опубликована его интересная статья «Климаты прошлого» [29], а в 1957 г. как бы ее продолжение — статья «Климаты прошлого и биостратиграфия» [31], в которой автор прослеживал связь эволюционных изменений фауны и флоры с глобальными переменами климатических условий.

В 1958 г. была опубликована статья Л.Б. Рухина «Проблема происхождения материковых оледенений» [32]. В этой статье он приводит интересные соображения о палеогеографических условиях, благоприятных для возникновения покровных оледенений. Эти условия возникают, когда полюс находится на изолированном морском пространстве, окруженном материками. В четвертичном периоде, по мнению Льва Борисовича, такие условия создавались в результате поднятий подводного порога Томсона (гряды, идущей от Ирландии к Гренландии), но такие же условия в конце карбона — начале перми существовали в южном полушарии, вызывая оледенение еще не распавшегося на части материка Гондваны.

Особой темой творчества Л.Б. Рухина являлись красноцветные терригенные формации и условия их формирования. Он изучал эти формации на примере девонских отложений северо-запада России и меловых отложений Ферганы. Этим красноцветам он посвятил ряд статей [25, 26, 30], а итоговая монография «Меловые отложения Ферганской котловины (стратиграфия, литология и проблемы нефтеносности)» [34] вышла в свет в 1961 г., уже после трагической смерти автора.

Разработанные Л.Б. Рухиным принципы фациального и формационного анализа прочно вошли в практику геологических исследований благодаря ряду справочных изданий, которые публиковались на протяжении 50-х годов при его авторском участии или под его редакцией. Это «Спутник полевого геолога-нефтяника» (1952 и 1954), «Методическое руководство по геологической съемке и поискам» (1954), «Методы изучения осадочных пород» (1957) и «Справочное руководство по петрографии осадочных пород» (1958). В последней из этих книг первые 94 страницы написаны Львом Борисовичем.

Кроме указанного Л.Б. Рухин писал в 50-е годы многочисленные короткие статьи по различным вопросам литологии для томов издававшейся тогда Большой советской энциклопедии, доклады по разным вопросам литологии для всесоюзных и международных конференций, в которых он участвовал, а также рецензии на учебники.

А параллельно всему этому шла подготовка второго монументального труда, который должен был составить естественное продолжение «Основ литологии». Этот труд — «Основы общей палеогеографии» под редакцией Н.Б. Вассоевича вышел в свет в 1959 г. [33]. Второе его издание, значительно дополненное разными материалами автора, было осуществлено под редакцией Евгении Валериевны Рухиной в 1962 г.

Текст этого второго фундаментального труда (во втором издании 628 страниц) разбит автором на четыре части. В первой дается определение палеогеографии как науки и рассматривается тектонический режим как наиболее общий палеогеографический фактор, во второй описываются различные методы палеогеографических исследований, в третьей — основные типы древних ландшафтов и их важнейшие компоненты, в четвертой — палеогеографические карты и их практическое значение. Как и «Основы литологии», эта новая книга Л.Б. Рухина богато иллюстрирована картографическими схемами, разрезами и фотографиями.

Появление «Основ общей палеогеографии» было таким же крупным событием в нашей геологии, как появление в 1953 г. «Основ литологии». Если Н.М. Страхов в своих многочисленных трудах рассматривал палеогеографию как один из разделов исторической геологии и ставил знак равенства между нею и фациальным анализом, а К.К. Марков, опубликовавший свою «Палеогеографию» еще в 1951 г., отождествлял эту науку с историческим землеведением и сводил ее к изучению истории развития географической среды, то Л.Б. Рухин убедительно показал, что палеогеография должна рассматриваться как вполне самостоя-

тельная геологическая наука со своими собственными положениями и методами исследований.

Поэтому был совершенно прав В.В. Белоусов, который писал, что Л.Б. Рухину удалось создать книгу глубоко оригинальную и совершенно уникальную на всем фронте геологической литературы. Так же высоко оценили новый фундаментальный труд Льва Борисовича многие другие геологи (Н.Н. Соколов, Б.Л. Личков, Н.Б. Вассоевич, В.Б. Татарский, несколько позднее — В.Е. Хаин, В.Н. Швалов и В.К. Головенко). Особенно подчеркивалось, что Л.Б. Рухин определял палеогеографию как науку о ландшафтах прошлого в их эволюционном развитии, предвзятым этим направлением геологических исследований, развившееся значительно позднее.

Оценивая «Основы общей палеогеографии», Н.Б. Вассоевич писал: «Весьма интересны развивавшиеся Л.Б. Рухиным идеи об устойчивости древних ландшафтов, неполноте геологической летописи и многие другие. Все палеогеографические проблемы, среди которых видное место занимает палеоклиматология, рассмотрены им на высоком теоретическом уровне. Замечательными чертами «Основ общей палеогеографии» является удачное сочетание теоретических вопросов с задачами прикладной геологии, умелый показ значения общих проблем для решения конкретных частных вопросов, обилие методических указаний и советов. Автор учит читателя не только разнообразным приемам полевых наблюдений и различным методам лабораторных анализов, важных для целей палеогеографии, но и искусству систематизации, сопоставления и осмысления фактов. В этом отношении полезны многочисленные примеры палеогеографических построений, приводимые в книге, и сама структура книги: все свои выводы Л.Б. Рухин обосновывает фактическим материалом, показывая, как можно использовать те или иные наблюдения» [1, с. 11–12].

Столь же высоко оценили «Основы палеогеографии» и другие геологи. В 1962 г. книга была переведена на немецкий язык и издана в Берлине.

Год выхода книги на русском языке оказался роковым для ее автора. 6 сентября 1959 г. он был сбит грузовой автомашиной и, получив тяжелые повреждения, скончался. Однако его мысль продолжала жить и после его смерти. И не только в виде переиздания его фундаментальных трудов. Продолжали выходить его новые статьи, которые он успел написать, но не успел увидеть напечатанными. Так, в 1962 г. была опубликована его статья «Ряды фаций и формаций и их связь с островными дугами» [35]. В этой большой статье помимо классификации формаций и фаций осадочных пород по тектоническим условиям их образования рассматриваются два важных вопроса, во-первых, о существовании на активных окраинах океанов сверхглубинных разломов, наклоненных под прилегающие материки и приводящих к возникновению вулканических островных дуг, и, во-вторых, о возможности выделения довольно полных аналогов этих дуг в разрезах альпийских и герцинских складчатых сооружений. Как известно, оба эти вопроса были поставлены Л.Б. Рухиным совершенно правильно и теперь слова «островодужный комплекс» мы можем видеть в десятках статей, посвященных геологии Урала, Тянь-Шаня и других складчатых сооружений.

Монография Л.Б. Рухина «Меловые отложения Ферганской котловины», как я указывал выше, тоже была опубликована после смерти автора.

Лев Борисович Рухин ушел из жизни в расцвете творческих сил в возрасте всего 47 лет, оставив после себя огромную армию учеников и последователей и светлую память о себе как о выдающемся ученом и человеке прекрасной души. Судьба его сходна с судьбой Пьера Кюри. Тот, тоже в возрасте 47 лет, погиб в Париже под колесами ломовой телеги. Во второй половине XX в. ломовиков уже нет и лошадь заменила грузовая машина. Но как научное наследие Пьера Кюри живет и развивается в умах физиков всего мира, так и научное наследие Льва Борисовича Рухина будет жить и развиваться в умах и сердцах геологов многих стран.

Яшин А.Л.

Список литературы

1. Вассоевич Н.Б. Памяти профессора Л.Б. Рухина // Уч. зап. Ленингр. ун-та. № 310. Сер. геол. наук. № 12. С. 5–13.
2. На объединенном заседании кафедр геологического факультета // Материалы по обсуждению книги Л.Б. Рухина «Основы литологии». Записки Харьковского ун-та. Т. LVII. Зап. геол. ф-та. Т. II. Изд-во Харьковского ун-та, 1955. С. 203–205.
3. Попов В.И. О книге Л.Б. Рухина «Основы литологии» Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. С. 130–134.
4. Рухин Л.Б. Сульфатники Аральского района // Экспедиции АН СССР. Изд-во АН СССР, 1933. С. 139–143.

5. Рухин Л.Б. Описание некоторых новых и редких видов моллюсков из Приаральского палеогена // Уч. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол.-почв.-геогр. 1935. № 1. С. 37–52.
6. Рухин Л.Б. Описание некоторых фавозитид из нижнедевонских отложений Забайкалья // Уч. зап. Ленингр. ун-та. 1935. № 10. С. 96–110.
7. Рухин Л.Б. Материалы к изучению фауны нижнедевонских отложений Казахстана // Уч. зап. Ленингр. ун-та. 1936. № 9. С. 126–136.
8. Рухин Л.Б. Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области // Молодые исследователи. Изд-во Ленингр. ун-та. 1936. С. 99–101.
9. Рухин Л.Б. Материалы к вопросу о геологическом строении Северо-восточного Приаралья // Зап. Всес. минералог. о-ва. 1937. Ч. 66. № 1. С. 170–185.
10. Рухин Л.Б. Новый метод определения условий отложения древних песков // Проблемы советской геологии. 1937. № 11. С. 953–959.
11. Рухин Л.Б. Верхнесилурийские табуляты Туркестанского хребта и Хан-Тенгри. Изд-во Ленингр. ун-та, 1937. 102 с.
12. Рухин Л.Б. Нижнепалеозойские кораллы и строматопороидеи верхней части бассейна р. Колымы // Материалы по изучению Колымо-Индигирского края. Серия 2. Геол. и геоморф. Вып. 10. Изд. Ленинградского ун-та. 1938. 119 с.
13. Рухин Л.Б. Материалы к познанию верхнесилурийской фауны табулят Средней Азии // Ученые записки Ленинградского ун-та. № 26. 1938. С. 145–154.
14. Рухин Л.Б. Нижнесилурийские табуляты СССР // Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Силурийская система. Госгеолтехиздат, 1938.
15. Рухин Л.Б. К вопросу о присутствии угловых несогласий в силуродевонской толще Южного Урала и Северных Мугоджар // Тр. Ленинградского о-ва естествоиспытателей. Т. 67. Вып. 2. 1938. С. 205–219.
16. Рухин Л.Б. О закономерностях в распределении складчатых зон на земной поверхности // Проблемы сов. геологии. 1938. № 2. С. 96–124.
17. Рухин Л.Б. Верхнесилурийские табуляты из окрестностей оз. Балхаш // Уч. зап. Ленингр. ун-та. 1939. № 21. С. 206–228.
18. Рухин Л.Б. Об условиях образования некоторых Шапки-Киренских камов // Уч. зап. Ленингр. ун-та. 1939. № 25. С. 97–110.
19. Рухин Л.Б. О ритме движения платформ // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. № 1. С. 31–45.
20. Рухин Л.Б. Новый метод пересчета гранулометрического состава песков // Сов. геология. 1939. № 9. С. 98–106.
21. Рухин Л.Б. К вопросу о структуре Саратовского Поволжья // Уч. зап. Ленингр. ун-та. 1946. № 93. Вып. 14. С. 170–179.
22. Рухин Л.Б. Стратиграфия песчаной толщи среднего девона Лужского и Оредежского районов Ленинградской области // Научн. бюл. Ленингр. ун-та. 1946. № 10. С. 23–25.
23. Рухин Л.Б. Стратиграфия и литология кембрийской песчаной толщи Ленинградской области и Прибалтики // Науч. бюл. Ленингр. ун-та. 1946. № 9. С. 17–19.
24. Рухин Л.Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд. Ленинградского ун-та, 1947. 213 с.
25. Рухин Л.Б. Проблема происхождения красноцветных толщ // Вест. Ленингр. ун-та. 1948. № 7. С. 24–57.
26. Рухин Л.Б. Закономерности строения и состава песчаных толщ Ленинградской области // Уч. зап. Ленингр. ун-та. 1949. № 110. С. 32–77.
27. Рухин Л.Б. О некоторых принципиальных вопросах учения об осадочных породах и ошибочном истолковании их Н.М. Страховым // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 2. С. 156–189.
28. Рухин Л.Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953. 671 с. 2-е изд. Гостоптехиздат, 1961. 770 с. 3-е изд. Недра, 1969. 703 с.
29. Рухин Л.Б. Климаты прошлого // Изв. Всес. географ. о-ва. 1955. Т. 87. Вып. 2. С. 105–119.
30. Рухин Л.Б. Особенности эпигенеза меловых отложений Ферганской котловины // Уч. зап. Ленингр. ун-та. 1956. № 209. С. 31–47.
31. Рухин Л.Б. Климаты прошлого и биостратиграфия // Вопросы палеобиостратиграфии и биостратиграфии. Гостоптехиздат, 1957. С. 25–41.
32. Рухин Л.Б. Проблема происхождения материковых оледенений // Изв. Всес. географ. о-ва. 1958. Т. 90. Вып. 1. С. 25–36.
33. Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1959. 557 с. 2-е изд. Гостоптехиздат, 1962. 628 с.
34. Рухин Л.Б. Меловые отложения Ферганской котловины (Стратиграфия, литология и проблемы нефтеносности). Изд-во Ленингр. ун-та, 1961. 151 с.

35. Рухин Л.Б. Ряды фаций и формаций и их связь с островными дугами // Уч. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол. наук. 1962. Вып. 12. № 310. С. 32–54.
36. Страхов Н.М. О некоторых вопросах осадочного породообразования (Л.Б. Рухин, Основы литологии. Учение об осадочных породах. М.: Гостоптехиздат, № 1. 1953. 671 с. илл.) // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1955. Т. XXX. № 1. С. 71–78.
37. Cailleux A. Rev. geomorphol. et dynam. 1955. V. 6. P. 276–278.

Институт литосферы РАН,
Москва

Поступила в редакцию
4.XI.1992

ГЛУБОКОУВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!

Как Вам известно, в журнале "Литология и полезные ископаемые" печатаются статьи, освещающие основные вопросы литологической теории, наиболее интересные результаты региональных литологических исследований, проблемы минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород, осадочных полезных ископаемых и теории осадочного рудообразования, материалы по составу и генезису современных осадков, методические вопросы, результаты экспериментальных исследований, материалы по истории литологии, обзоры достижений по различным вопросам литологии как в России, так и в странах СНГ, информации о съездах, совещаниях и научной жизни различных геологических организаций.

В последнее время в связи с усложнившейся экономической и политической ситуациями тираж журнала катастрофически падает и само его существование находится под угрозой. Тем не менее Редколлегия журнала прилагает все усилия для того, чтобы спасти журнал и сохранить его научное направление.

В связи с этим руководство журнала просит Вас принять все возможные меры для организации подписки на журнал на 1993 г. (возможно отдельно на II, III и IV кварталы).

Подписаться на журнал могут организации и частные лица. Руководство журнала просит Вас сообщить о результатах организованной Вами подписки, которые будут отныне обязательно учитываться при прохождении материалов и публикации научных статей.

**Редколлегия журнала "Литология
и полезные ископаемые"**

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), **ТИМОФЕЕВ П.П.** (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),
БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный редактор), **ВОЛКОВ И.И.**, **ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.**,
КОНОНОВ В.И., **КОНЮХОВ А.И.**, **МИГДИСОВ А.А.**,
МУРДМАА И.О., **СЕДЛЕЦКИЙ В.И.**, **СИДОРЕНКО С.А.**,
ШНЮКОВ Е.Ф., **ЯПАСКУРТ О.В.**

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), **TIMOFEEV P.** (deputy chief editor),
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),
BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), **VOLKOV I.I.**, **DMITRIEVSKY A.N.**,
KONONOV V.I., **KONYUKHOV A.I.**, **MIGDISOV A.A.**, **MURDMAA I.O.**,
SEDLETSKY V.I., **SIDORENKO S.A.**, **SHNYUKOV E.F.**,
YAPASKYRT O.V.

Адрес редакции:

109017, Москва. Ж-17; Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР
телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т.А. Шелепина

Технический редактор Л.В. Кожина

Сдано в набор 1.02.93 Подписано к печати 5.03.93 Формат бумаги 70×100¹/₁₆
Печать офсетная Усл.печ.л. 11,7 Усл.кр.-отт. 6,6 тыс. Уч.-изд.л. 15,0 Бум.л. 4,5
Тираж 551 экз. Зак. 3928 Цена 11 р. 70 к.

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7,
ГИН АН СССР: тел. 230-81-77
Московская типография № 2 ВО "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

В издательстве "Наука

ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГА:

Батурин Г.Н. Руды океана / Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова. — 1993. — 20 л. — (в пер.); 80 р.

Монография посвящена основным типам рудных образований океана, связанных с различными фациальными обстановками, — железомарганцевым конкрециям, рудным коркам, фосфоритам, сульфидным рудам, металлоносным осадкам. Рассматриваются распространенность, морфология, минералогия, геохимия, скорости формирования руд. На основе современных представлений о физике, химии, биологии и геологии океана обсуждаются проблемы происхождения руд: источники рудного вещества, пути и формы его миграции, механизмы осаждения и концентрации. Приводятся примеры сопоставления океанских руд с некоторыми месторождениями на континентах.

Для морских геологов, океанологов, литологов, геохимиков, специалистов в области геологии рудных месторождений.

**КНИГУ МОЖНО ПРЕДВАРИТЕЛЬНО ЗАКАЗАТЬ
В МАГАЗИНАХ РОССИЙСКОЙ ТОРГОВОЙ ФИРМЫ "АКАДЕМКНИГА".**

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117393 Москва, ул. академика Пилюгина, 14, кор. 2; 197345 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, 7; 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140 ("Книга-почтой"); 620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга-почтой"); 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 ("Книга-почтой"); 660049 Красноярск, проспект Мира, 84; 103009 Москва, ул. Тверская, 19а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 117383 Москва, Мичуринский проспект, 12; 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51; 630090 Новосибирск, Морской проспект, 22 ("Книга-почтой"); 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино Московской обл., МР "В", 1 ("Книга-почтой"); 443002 Самара, проспект Ленина, 2 ("Книга-почтой"); 191104 Санкт-Петербург, Литейный проспект, 57; 199164 Санкт-Петербург, Таможженный пер., 2; 194064 Санкт-Петербург, Тихорецкий проспект, 4; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга-почтой"); 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49.

**МАГАЗИН "АКАДЕМКНИГА" В ТАТАРСТАНЕ:
420043 Казань, ул. Достоевского, 53**