

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

4

ИЮЛЬ—АВГУСТ

1993

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Сравнительный анализ количественных параметров строения и распространенности групп формаций на Восточно-Европейской и других древних платформах мира</i>	3
<i>Михайлов Б.М. Марганцевые руды России</i>	23
<i>Цеховский Ю.Г., Богатырев Б.А., Джаббур Р. Триас-юрские бокситы Сирии</i>	34
<i>Корневский С.М. Эвапориты и рудогенез. Сообщение 1. Минерогенез калиеносных формаций</i>	51
<i>Осовецкий Б.М., Трушин А.М. Структура крупнообломочного аллювия р. Белой</i>	63
<i>Бородин Л.С. Петрохимическая эволюция архейской континентальной коры</i>	79
<i>Шатский Г.В., Зайцевская Ю.В. Проблемы изотопии и сульфатредукции осадочно-вулканогенных комплексов Кукасозерской зоны</i>	91
<i>Патык-Кара Н.Г., Тихомирова Е.В. Геохимические особенности активного слоя донных осадков</i>	105

Краткие сообщения

<i>Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Абесадзе Г.Н. Золотоносные диагенетические пиритовые конкреции</i>	117
<i>Горбачев О.В., Аббясов А.А., Чистякова Н.Н. Редкие земли в фосфатно-углеродистых отложениях как индикатор палеоокеанических условий</i>	121

Критика

<i>Кузнецов В.Г. Анализ осадочных бассейнов — одно из направлений современной западной седиментологии</i>	126
<i>Головёнок В.К. Замечания по поводу некоторых представлений Б.М. Михайлова о докембрийских корях выветривания</i>	130
<i>Андрей Сергеевич Соколов</i>	138
Евгения Валериановна Рухина	140
Виктор Иванович Покрышкин	142

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
MINISTRY OF GEOLOGY

4

JULY-AUGUST

1993

CONTENTS

<i>Ronov A.B., Migdisov A.A.</i> Comparative analysis of quantitative parameters of formation groups structure and distribution at the East European and other ancient platforms of the world	3
<i>Mikhaylov B.M.</i> Manganese ores in Russia	23
<i>Tsekhovskiy Yu.G., Bogatyryov B.A., Djabbur R.</i> Triassic-Jurassic bauxites of Syria	34
<i>Korenevskiy S.M.</i> Evaporites and ore genesis. Contribution 1. Mineralogeny of potassium-bearing formations	51
<i>Osovetzkiy B.M., Trushin A.M.</i> The structure of coarse-clastic alluvium at the Belaya river	63
<i>Borodin L.S.</i> Petrochemical evolution of Archean continental crust	79
<i>Shatskiy G.V., Zaytsevskaya Yu.V.</i> Problems of isotopy and sulfate reducing in sedimentary-volcanic complexes of the Kukasozero zone	91
<i>Patyk-Kara N.G., Tikhomirova E.V.</i> Geochemical features of bottom sediments active layer	105

In Brief

<i>Zhabin A.G., Samsonova N.S., Abesadze G.N.</i> Gold-bearing diagenetic pyrite concretions	117
<i>Gorbachyov O.V., Abbyasov A.A., Chistyakova N.N.</i> Rare earths in phosphate-carbonaceous deposits as an indicator of paleofacial conditions	121

Reviews

<i>Kuznetsov V.G.</i> Analysis of sedimentary basins — a trend in recent western sedimentological science	126
<i>Golovyonok V.K.</i> Comments on certain conceptions by B.M. Mikhaylov about Precambrian crusts of weathering	130
<i>Andrey Sergeevich Sokolov</i>	138
<i>Yevgeniya Valerianovna Rukhina</i>	140
<i>Victor Ivanovich Pokryshkin</i>	142

УДК 551.8:551.263.1

© 1993 Ронов А.Б., Мигдисов А.А.

**СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПАРАМЕТРОВ
СТРОЕНИЯ И РАСПРОСТРАНЕННОСТИ ГРУПП ФОРМАЦИЙ
НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И ДРУГИХ ДРЕВНИХ
ПЛАТФОРМАХ МИРА**

Сопоставлены количественные характеристики строения и объемной распространенности важнейших групп литологических формаций в осадочном чехле Восточно-Европейской платформы с аналогичными параметрами других древних платформ континентов. Опираясь на полученные результаты, сделана попытка установить место Восточно-Европейской платформы в ряду древних платформ мира и намечены черты их сходства и различия.

Платформы наряду с геосинклинальными и орогенными областями являются глобальными структурами в строении материков. Различают древние и молодые платформы. Восточно-Европейская платформа относится к древним платформам. Общее число крупных древних платформ достигает девяти – на каждом материке по одной кроме Азии, где их насчитываются три (Сибирская, Китайская, Индостанская).

Древние платформы представляют собой крупные блоки материковой литосферы, ограниченные по периферии глубинными разломами, отделяющими их от геосинклиналей и орогенных зон [23]. Верхний осадочный слой платформ (чехол) залегает с резким несогласием на кристаллическом фундаменте, в строении которого по геофизическим данным выделяют гранитометаморфический и подстилающий его гранулит-базитовый слой.

На древних платформах различают четыре структурных элемента высшего порядка: щиты, плиты, грабенообразные прогибы (авлакогены) и краевые синеклизы. По мере консолидации складчатого основания к древним платформам причленяются молодые плиты.

На щитах отсутствует осадочный слой и на поверхность выходят докембрийские кристаллические породы, консолидированные складчатостью, метаморфизмом и интрузиями в доплатформенную стадию развития. Отсутствие осадочного слоя – результат длительных и устойчивых поднятий коры, превративших щиты в область размыва. Следы кратковременных погружений сохранились на щитах в виде редких и маломощных останцов осадков.

На *плитах* докембрийский кристаллический фундамент опущен на некоторую меняющуюся от места к месту глубину и перекрывает осадочными породами различного геологического возраста и литологического состава. Образование чехла связано с длительным и устойчивым погружением фундамента, которое периодически нарушалось кратковременными его поднятиями. Консолидация фундамента древних платформ завершилась к середине протерозоя, а начало накопления древнейших осадков относится к низам верхнего протерозоя.

Грабенообразные прогибы (авлакогены) представляют собой глубоко опущенные и линейно вытянутые на значительные расстояния структуры. Активное их развитие охватывает огромный (> 1 млрд. лет) промежуток времени, включающий поздний протерозой и палеозой, в течение которого накопились мощные толщи рифейских, нижневендских, а в некоторых авлакогенах и палеозойских,

преимущественно терригенных пород. В позднем венде авлакогенная стадия сменилась на большей части Восточно-Европейской платформы плитной стадией развития.

Древняя Русская плита охватывает огромную площадь в пределах Восточной Европы ($3,2 \cdot 10^6$ км²). Осадочный покров ее, представленный отложениями верхнего венда и всеми системами палеозоя, мезозоя и кайнозоя, залегает на докембрийском кристаллическом фундаменте либо на рифейских и нижневендских отложениях грабенообразных прогибов.

На плитах Восточно-Европейской и других древних платформ выделяются структурные элементы первого порядка:

а) массивы. Кристаллический фундамент залегает в них вблизи поверхности и перекрыт осадками малой мощности (например, Воронежский массив); б) антеклизы. Представляют собой крупные и очень пологие поднятия (например, Волго-Уральская антеклиза). Осадочный чехол их отличается сокращенной мощностью. Характерны значительные перерывы в осадконакоплении. Широко представлены континентальные и прибрежные осадки; в) синеклизы. Крупные и очень пологие депрессии (например, Московская). Мощность их осадочного чехла возрастает по сравнению с антеклизмами. Уменьшается число перерывов и преобладающее значение приобретают морские осадки.

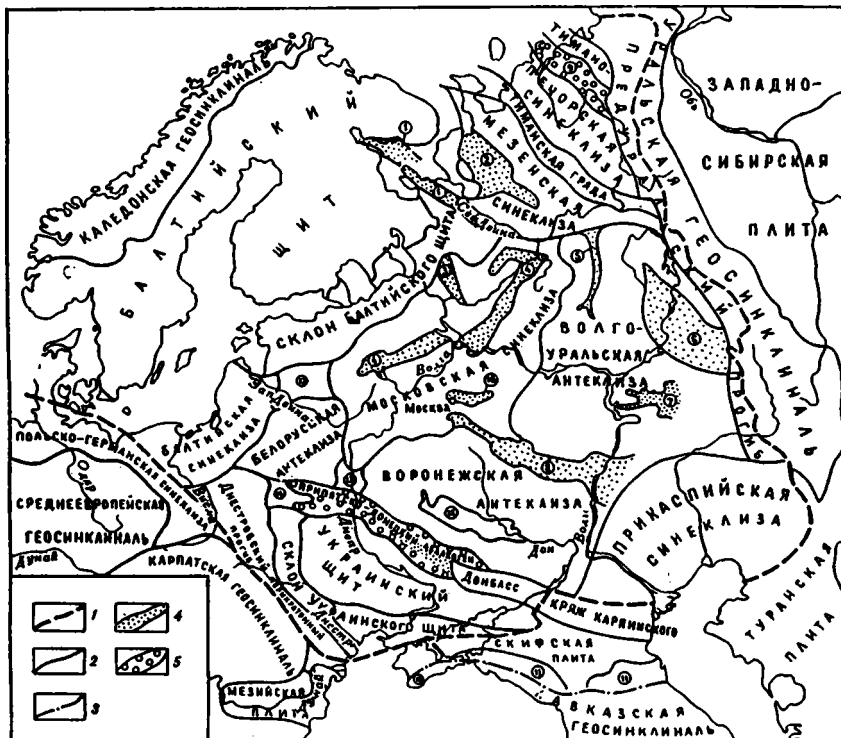
Антеклизы и синеклизы развивались на Русской плите длительное время, охватывавшее один, а иногда несколько тектонических циклов. При переходе от одного цикла к другому план их расположения нередко испытывал изменения, в результате которых антеклизы поглощались более обширными областями прогибания, а синеклизы – областями поднятия [23].

Краевые синеклизы. Крупные и глубоко прогнутые впадины, расположенные по периферии плиты в областях перикратонных опусканий, отделяются от плиты разломами или концентрическими флексурами. Для них характерна резко повышенная мощность осадочного слоя. Краевые синеклизы различаются по возрасту складчатого основания. На Восточно-Европейской платформе к ним относятся:

А. Древняя Прикаспийская синеклиза. В строении ее чехла участвуют отложения верхнего протерозоя и фанерозоя. Мощность ее осадочного разреза достигает местами 20 км и более. По геофизическим данным, осадки залегают на докембрийском кристаллическом фундаменте, причем в центральной ее части, по-видимому, выклинивается гранитно-метаморфический слой. Глубоким бурением пройдены лишь отложения мезо-кайнозоя, верхнего и среднего палеозоя.

Б. Молодые краевые синеклизы. На Восточно-Европейской платформе к ним принадлежат Печерская, Польско-Литовская и Валахская впадины. Максимальные мощности отложений достигают 10 км и более. Осадки залегают на байкальском либо переработанном в байкальскую эпоху, а иногда даже на палеозойском фундаменте [13].

Молодые плиты. На Восточно-Европейской платформе к ним относится Скифская плита. Она занимает площадь, равную $0,25 \times 10^6$ км². Возраст пород ее складчатого чехла не превышает 200×10^6 лет. Мезо- и кайнозойские отложения залегают на герцинском складчатом основании. Скифская плита прилепилась к Восточно-Европейской платформе после завершения герцинской складчатости геосинклиналей, обрамлявших ее с юга.



Фиг. 1. Главные структурные элементы Восточно-Европейской платформы

1 — граница Восточно-Европейской платформы; 2 — границы основных структур платформ; 3 — южная граница Скифской плиты; 4—5 — авлакогены (4 — докембрийские, 5 — палеозойские). Номера в кружках — структуры: 1—9 — авлакогены (1 — Беломорский, 2 — Лешуконский, 3 — Важе-Лачский, 4 — Среднерусский, 5 — Катынский, 6 — Калтаинский, 7 — Серноводско-Абдуллинский, 8 — Пачельский, 9 — Печоро-Колвинский); 10 — Московская синеклиза; 11 — Предкавказский передовой прогиб; 12—14 — седловины (12 — Латвийская, 13 — Жлобинская, 14 — Полесская); 15 — Воронежский массив; 16 — Крымская геосинклиналь

Площади, объемы и средние мощности осадочного чехла Восточно-Европейской платформы

Древняя Восточно-Европейская платформа занимает значительную часть Восточной Европы, образуя неправильной формы многоугольник, отделенный краевыми разломами от окружающих ее геосинклиналей (фиг. 1). Контур ее определяется на северо-востоке краевым разломом байкальской геосинклинальной системы п-ова Рыбачий-Тиман, на востоке байкало-герцинской геосинклинальной системы Урала, на юге — палеозойской геосинклинали Предкавказья и Крыма, на юго-западе — геосинклинальной системы Лобруджи, палео-Карпат и Судет, на северо-западе — байкало-каледонской геосинклинали Скандинавского полуострова [23]. В этих границах общая площадь Восточно-Европейской платформы достигает $5,51 \cdot 10^6 \text{ км}^2$, из них $1,16 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ приходится на Балтийский щит, $0,14 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ — на Украинский щит, $3,21 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ — на Восточно-Европейскую плиту, $0,48 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ — на примыкающую к ней древнюю Прикаспийскую краевую синеклизу, $0,25 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ — на Печерскую впадину с байкальским складчатым основанием, $0,18 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ — на Польско-Литовскую впадину с бай-

кальским, каледонским и герцинским складчатым основанием и $0,09 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ на Валахскую впадину с байкальским складчатым основанием [13].

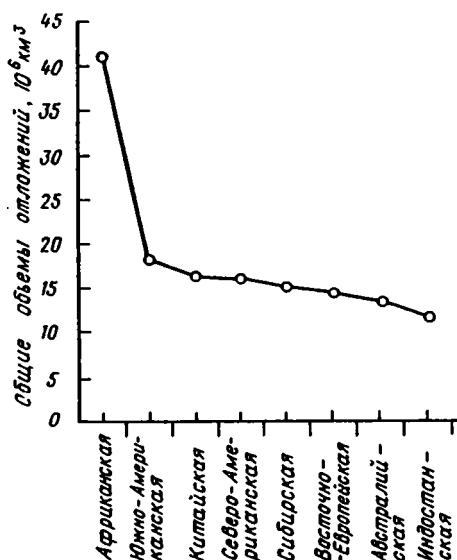
В пределах этих границ общий объем пород осадочного чехла Восточно-Европейской платформы, измеренный с помощью тектоногеофизического метода [13] по картам рельефа фундамента СССР [20] и Польши [28] с поправкой на объем осадков, залегающих выше уровня моря, определенный по физико-географической карте европейской части СССР [22], достигает $14,35 \cdot 10^6 \text{ км}^3$. Этот объем распределяется на территории платформы неравномерно. В пределах Русской плиты объем пород осадочного чехла равен $6,5 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ при средней мощности отложений около 2 км. В Прикаспийской впадине, площадь которой в 7 раз меньше площади Русской плиты, сосредоточен лишь немногим меньший объем осадков ($5,65 \cdot 10^6 \text{ км}^3$), а средняя мощность отложений составляет 11,8 км. Общий объем отложений Печерской впадины равен $0,75 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ при средней мощности 3 км. Объем отложений Польско-Литовской впадины достигает $0,85 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ при средней мощности 4,8 км, а Валахской впадины – $0,54 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ при средней мощности отложений 6 км [13].

Таким образом, традиционные представления о Восточно-Европейской платформе как об области поднятий или относительно слабых погружений, верны лишь отчасти. По периферии древней платформы, по мере отмирания геосинклинальных условий закладывались прогибы, наследовавшие от предшествующих этапов развития тенденции к устойчивому и быстрому прогибанию коры. Они представляли собой как бы гигантские коллекторы-ловушки, в которых накапливались колоссальные массы осадков. Суммарный объем отложений периферических впадин Восточно-Европейской платформы взятых вместе ($7,79 \cdot 10^6 \text{ км}^3$) превосходит общий объем отложений плитной ее части ($6,56 \cdot 10^6 \text{ км}^3$) и даже несколько превышает сумму объемов осадков Русской и Скифской плит ($7,26 \cdot 10^6 \text{ км}^3$).

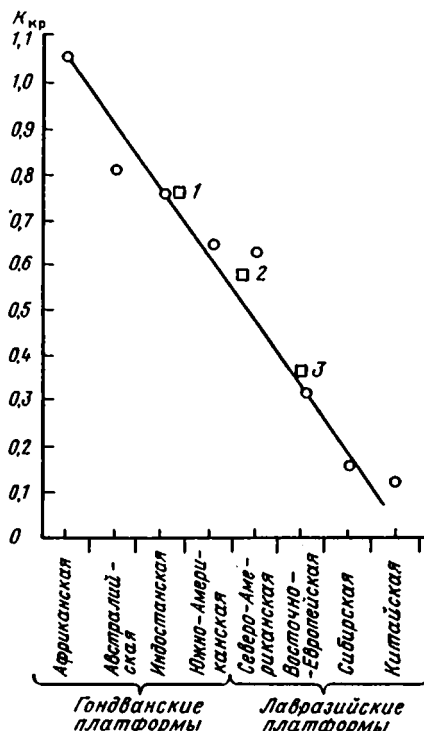
Результаты измерений общего объема отложений Русской плиты, произведенные по серии литолого-палеогеографических и палеотектонических карт Атласа Восточно-Европейской платформы и ее геосинклинального обрамления [1, 2], оказались достаточно близки к оценкам, полученным с помощью тектоногеофизического метода [13]. Однако оценки объемов по картам Атласа Восточно-Европейской платформы в краевых впадинах резко занижены [13] в силу того, что в пределах последних нижние горизонты чехла, залегающие на больших глубинах, ни в одной из впадин не были полностью вскрыты бурением. В результате на соответствующих участках палеотектонических и литолого-палеогеографических карт показаны белые поля, по которым, естественно, не могли быть измерены объемы пород [13].

Количественные параметры строения Восточно-Европейской и других крупнейших древних платформ мира

Общий объем платформенных отложений континентов, включая древние и молодые платформы, равен $235 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ [17]. В пределах древних континентальных платформ (исключая Антарктическую) сосредоточено $145 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ осадочных и вулканогенных пород (см. табл. 1). Общий объем отложений Гондванских платформ ($84 \cdot 10^6 \text{ км}^3$) заметно превышает объем отложений платформ Лавразии ($62 \cdot 10^6 \text{ км}^3$). Если расположить древние платформы в ряд по убыванию величины объемов отложений, то максимальный объем обнаруживает Африканская платформа, на которой за неогей накопилось $40,7 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ пород (фиг. 2). Далее кривая обнаруживает более чем двукратное снижение общего объема отложений к Южно-Американской платформе ($18,1 \cdot 10^6 \text{ км}^3$), а затем постепенное



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 2. Распределение общих объемов отложений неогена в ряду древних континентальных платформ мира (по [13])

Фиг. 3. Изменение величины коэффициентов кратонизации в ряду древних континентальных платформ

1—3 — среднее соответственно для Гондванских (1), всех древних (2) и Лавразийских платформ (3)

незначительное уменьшение объемов с минимумом на Индостанской платформе ($11,8 \cdot 10^6 \text{ км}^3$).

Следует отметить, что более высокий общий объем отложений неогена Гондванской группы платформ по сравнению с Лавразийской группой определяется Африканской платформой, в пределах которой в течение мезозоя накопилось аномально высокое количество осадков ($19,3 \cdot 10^6 \text{ км}^3$). Не исключено, что эта оценка завышена вследствие преувеличенных значений мощности отложений мезозоя (особенно мела), заимствованных из литературных источников при построении карт Африки, по которым измерялись объемы отложений [16]. Если исключить Африканскую платформу из рассмотрения, то средний объем отложений других платформ Гондванской группы ($14,9 \cdot 10^6 \text{ км}^3$) весьма близко отвечает среднему объему отложений Лавразийских платформ ($15,5 \cdot 10^6 \text{ км}^3$), и в том числе общему объему отложений Русской платформы ($14,4 \cdot 10^6 \text{ км}^3$). Исходя из этого можно полагать, что Восточно-Европейская платформа по величине общего объема накопленных осадков занимает среднее положение в ряду подавляющего большинства древних платформ мира. Таково же место Восточно-Европейской платформы по средней величине мощности отложений неогена (см. табл. 1). Вместе с тем она занимает одно из последних мест среди древних платформ мира по площади выходов на поверхность докембрийских щитов

Платформы	Общий объем от- ложений, 10^6 км^3	Площади, 10^6 км^2		Кэффи- циент кратони- зации, $K_{кр}$	Средние мощности отложе- ний, км	Средняя скорость погруже- ния плат- форм за неогея, $\text{М}/10^6 \text{ лет}$
		щиты и кристалли- ческие массивы	плиты и краевые синеклизы			
Африканская	40,7	10,0	9,4	1,06	4,3	2,6
Австралийская	13,0	2,2	2,7	0,81	4,8	2,9
Индостанская	11,8	1,5	2,0	0,75	5,9	3,6
Южно-Амери- канская	18,1	4,9	7,6	0,64	2,4	1,4
Совокупность Гондванских платформ	83,6	18,6	21,7	0,86	3,8	2,3
Северо-Амери- канская	16,2**	4,6****	7,3	0,63	2,2	1,3
Восточно-Евро- пейская	14,4***	1,3	4,2	0,31	3,4	2,1
Сибирская	14,5	0,6	3,9	0,15	3,8	2,2
Китайская	16,4	0,5	4,0	0,12	4,1	2,5
Совокупность Лавразийских платформ	61,5	7,0	19,4	0,36	3,2	1,9
Все древние континенталь- ные плат- формы*	145,1	25,6	41,1	0,57	3,5	2,1
Все древние и молодые конти- нентальные платформы	235,0	30,0	65,0	0,46	3,6	2,2

*За исключением Антарктической платформы.

**Включая объем отложений впадины Голф-Кост и Атлантической прибрежной равнины.

***Включая объем отложений Прикаспийской впадины и краевых синеклиз.

****Исключая Гренландию.

($1,3 \cdot 10^6 \text{ км}^2$), уступая лишь Сибирской ($0,6 \cdot 10^6 \text{ км}^2$) и Китайской ($0,5 \cdot 10^6 \text{ км}^2$) платформам. По этому параметру и по площади плит Восточно-Европейская платформа тяготеет к Лавразийской группе материков, резко отличаясь от Гондванской их группы (см. табл. 1).

Наиболее отчетливо различия между Лавразийскими и Гондванскими платформами отображаются величиной отношения площади щитов $S_{щ}$ к суммарной площади плит и краевых синеклиз $S_{пл}$. Это отношение, названное нами коэффициентом кратонизации $K_{кр}$ выражает в самом общем виде количественное отношение устойчивых поднятий к устойчивым погружениям земной коры на

Распространенность формаций (в % от общего объема отложений)									Карты, по которым велись измерения
континентальные песчано-глинистые	угленосные	ледниковые	морские песчано-глинистые	сумма терригенных формаций	карбонатные	соленосные	кремнистые	наземно-вулканогенные	
29,4	0,8	0,5	42,2	72,9	19,9	2,2	—	5,0	[15, 16]
20,2	5,2	0,2	52,5	78,1	18,9	0,2	—	2,8	—"
12,2	0,9	1,3	46,8	61,2	24,3	0,4	—	14,1	—"
40,0	2,9	0,1	37,7	80,7	10,9	0,6	0,1	7,7	—"
27,8	1,9	0,5	43,6	73,8	18,4	2,7	0,02	6,5	—"
10,8	2,1	0,1	48,6	61,6	33,6	2,7	0,03	2,1	[15, 16, 26]
21,3	1,7	0,1	31,6	54,7	36,1	8,2	0,1	0,9	[1, 2, 20]
10,1	4,8	0,1	32,5	47,5	40,2	9,7	—	2,7	[3—6, 20]
24,8	2,8	—	37,3	64,9	32,2	0,4	0,3	2,2	[15, 16]
16,8	2,8	0,1	37,8	57,5	35,4	5,0	0,1	2,0	—
23,1	2,3	0,3	41,2	66,9	25,5	2,9	0,1	4,6	—
20,5	2,4	0,2	38,7	61,8	30,9	3,3	0,3	3,7	[15, 16]

платформах. В ряду древних платформ прослеживается закономерная тенденция к последовательному уменьшению величины коэффициента кратонизации (см. табл. 1 и фиг. 3). Различия между крайними значениями величины $K_{кр}$ достигают порядка величины ($K_{кр}$ Африканской платформы равен 1,06, а Китайской — 0,12). Максимальные коэффициенты присущи платформам Гондваны, а минимальные — Лавразии. Это определялось преобладанием в неогее поднятий земной коры на первых ее погружениях и на вторых. Восточно-Европейская платформа располагается на нисходящей ветви кривой ($K_{кр}$ 0,31), приближалась по величине коэффициента кратонизации к среднему ($K_{кр}$ 0,36) его значению для группы Лавразийских платформ и резко отличается от средней величины этого коэффициента Гондванской группы ($K_{кр}$ 0,86).

Приведенные данные позволяют внести коррективы в представления многих геологов, наиболее четко высказанные А.А. Богдановым [8], что Восточно-Европейская платформа представляет собой "тектонотип" всех древних платформ мира, являясь "образцом этого класса структур земной коры и на ее примере

**Сопоставление объемов, средних мощностей отложений и средних скоростей накопления осадков
Восточно-Европейской, Северо-Американской и Сибирской платформ**

Платформы	Крупные структурные зоны платформ	Площадь, 10 ³ км ²		Объем отложений, 10 ³ км ³			Сред- няя мощ- ность оса- доч- ного чехла, м	Дли- тель- ность седи- мен- тации, млн. лет	Сред- няя ско- рость на- копле- ния оса- дков, мм/ /1000 лет	Карты, по которым произ- ведены измерения
		выхо- дов на по- верх- ность до- кемб- рий- ских крис- талли- че- ских пород	рас- про- стра- нения оса- дочно- го чех- ла	от по- верх- ности фун- да- мента до уров- ня моря	от уров- ня моря до зем- ной по- верх- но- сти**	об- щий объ- ем				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Щиты	Балтийский	1160	—	—	—	—	—	—	Международная тектони- ческая карта Европы [10]
		Украинский	140	—	—	—	—	—	—	
		Совокупность щитов	1300	—	—	—	—	—	—	
	Древняя плат- форма с докемб- рическим кристал- лическим фунда- ментом	Русская плита	—	3210	6100	460	6560	2044	1,2	Тектоническая карта нефтегазоносных обла- стей СССР [20] и карта строения фундамента Польши [27]
		Прикаспийская впадина	—	480	5640	10	5650	11800	7,1	
		Древняя Восточно- Европейская плат- форма	—	3690	11740	470	12210	3310	2,0	

Восточно-Европейская	Послебайкальские периферические синеклизы	Печерская с байкальским складчатым основанием	—	252	710	40	750	2980	~500	6,0	Тектоническая карта нефтегазоносных областей СССР [20] Тектоническая карта Скифской и Мизийской платформ [9] Тектоническая карта нефтегазоносных областей СССР [20] и карта строения фундамента Польши [27]
		Валахская с байкальским складчатым основанием	—	94	520	20	540	5745	~500	11,5	
		Польско-Литовская с гетерогенным фундаментом	—	178	820	30	850	4775	~600	8,0	
		Совокупность молодых периферических синеклиз	—	524	2050	90	2140	4084	—	7,7	
		Периферические синеклизы, включая Прикаспийскую	—	1004	7690	100	7790	7760	—	—	
	Восточно-Европейская платформа в целом		1300	4214	13800	580	14350	3408	—	—	
Скифская плита с герцинским складчатым основанием			—	247	674	31	705	2854	180	15,8	Тектоническая карта нефтегазоносных областей СССР [20]
Восточно-Европейская платформа и Скифская плита			1300	4461	14474	591	15055	3362	—	—	
Канадский щит			4600*	—	—	—	—	—	—	—	Тектоническая карта Северной Америки [26]
Северо-Американская	Северо-Американская плита с докембрийским складчатым основанием		—	6170	7650	4331	11981	1942	1650	1,2	То же
	Структуры с герцинским складчатым основанием	Впадина Голф-Кост (континентальная часть)	—	980	4055	125	4180	4265	180	23,7	"
		Атлантическая прибрежная равнина	—	180	67	23	90	500	180	2,8	"
		Суммарные данные	—	1160	4122	148	4270	3681	180	20,4	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Северо-Американская платформа в целом	4600	7330	11772	4479	16251	2217	—	—	
	Алданский щит	552	—	—	—	—	—	—	—	Тектоническая карта нефтегазоносных областей СССР [26]
	Щиты									То же
	Анабарский массив	62	—	—	—	—	—	—	—	
	Совокупность щитов и массивов	614	—	—	—	—	—	—	—	
Сибирская	Древняя плита с докембрийским кристаллическим основанием	—	3480	12743	957	13700	3937	1650	2,4	"
	Относительно молодые участки платформы	—	260	400	40	440	1692	~600	2,8	
	Площади с байкальским складчатым основанием	—	150	345	15	360	2400	~400	6,0	"
	Площади с каледонским складчатым основанием	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Сибирская платформа в целом	614	3890	13488	1012	14500	3727	—	—	
Западно-Сибирская	плита с герцинским складчатым основанием	—	2270	5930	—***	5930	2612	~195	13,4	"

*В состав Канадского щита не включена Гренландия, вместе с которой общая площадь щита достигает $6,5 \cdot 10^6$ км².

**Объем осадков между уровнем моря и земной поверхностью измерен по картам Физико-географического атласа мира [22].

***В виду равнинного и очень пологого рельефа поправка на объем осадков выше уровня моря не вводилась.

могут рассматриваться многие общие вопросы, касающиеся их строения и развития". В действительности ее следует рассматривать как "тектонотип" Лавразийской группы платформ, хотя по некоторым параметрам (см. выше) она и отвечает средним характеристикам всех древних платформ мира.

Сопоставим теперь количественные параметры строения Восточно-Европейской и двух других древних платформ Лавразии – Северо-Американской и Сибирской (см. табл. 2). Воспользуемся для этой цели результатами измерений, выполненных с помощью тектоногеофизического метода по тектонической карте Северной Америки [26], тектонической карте нефтегазоносных областей СССР [20] и по соответствующим картам физико-географического атласа мира [22].

Древняя Северо-Американская платформа образует стабильное ядро континента. Границы ее совпадают с краевыми разломами смежных геосинклиналей: на востоке – каледонско-герцинской системы Аппалачей, на юге – геосинклинальной системы Уачита-Маратон, на западе – геосинклинали Скалистых гор и на севере – геосинклинали Арктического архипелага. Общая площадь Северо-Американской платформы (без Гренландии) равна $11,9 \cdot 10^6$ км², из которых $4,6 \cdot 10^6$ км² приходится на Канадский щит, сложенный докембрийскими кристаллическими породами ($6,2 \cdot 10^6$ км²) – на Северо-Американскую плиту, осадочный чехол которой представлен отложениями верхнего протерозоя и фанерозоя, $1,0 \cdot 10^6$ км² – на краевую впадину Голф-Кост и $0,2 \cdot 10^6$ км² – на Атлантическую прибрежную равнину (см. табл. 2). Из приведенных цифр следует, что Северо-Американская платформа превосходит по размерам Восточно-Европейскую. Площадь плитной ее части вдвое, а щитовой – почти вчетверо больше соответствующих структур Восточно-Европейской платформы. Однако общий объем отложений осадочного чехла Северо-Американской платформы лишь немногим превышает объемы пород Восточно-Европейской платформы (соответственно $16,25 \cdot 10^6$ и $14,3 \cdot 10^6$ км³).

Интересно отметить, что более трети (38%) общего объема пород Северо-Американской платформы залегает выше уровня моря, иногда поднимаясь на отметки более 1000 м (юго-западные районы), тогда как на Восточно-Европейской платформе подавляющая часть (96%) осадков лежит ниже уровня моря и всего лишь 4% от общего объема отложений возвышается над этим уровнем, нигде не достигая отметок выше 500 м.

Огромный объем молодых (мезокайнозойских) отложений, накопленных в краевой синеклизе Голф-Кост, где осадки залегают с несогласием на каледонско-герцинском складчатом основании. В одной лишь континентальной части синеклизы заключено $4,2 \cdot 10^6$ км³ осадков (см. табл. 2). Вероятно, эта величина удвоится, если принять в расчет осадочные толщи южной части синеклизы, скрытые под водами Мексиканского залива. Объем осадочного выполнения одной лишь континентальной части синеклизы Голф-Кост соизмерим с объемом осадков Прикаспийской впадины ($5,6 \cdot 10^6$ км³). Однако средняя мощность осадочного чехла впадины Голф-Кост почти втрое меньше, чем в Прикаспийской впадине (соответственно 4,3 и 11,8 км), так как объем осадков распределяется здесь на значительно большей площади ($0,98 \cdot 10^6$ против $0,48 \cdot 10^6$ км²). Масштабы мезо- и кайнозойской седиментации в пределах Атлантической прибрежной равнины ничтожны по сравнению со впадиной Голф-Кост. В континентальной ее части накопилось всего лишь $0,09 \cdot 10^6$ км³ осадков, средняя мощность которых составляет 0,5 км.

В целом общий объем отложений Северо-Американской платформы ($16,2 \cdot 10^6$ км³) весьма близок к объему пород Восточно-Европейской платформы ($14,4 \cdot 10^6$ км³), но он рассредоточен на гораздо большей площади ($7,3 \cdot 10^6$ против $4,2 \cdot 10^6$ км²), чем и определяется различие в средних мощностях осадочного покрова этих платформ (2,2 км против 3,4 км).

Меньшие масштабы погружения Северо-Американской платформы сочетались с более интенсивными поднятиями ее докембрийского фундамента. Вследствие этого площади выходов на поверхность древних кристаллических пород на Канадском щите вчетверо, а включая Гренландию – впятеро, превышают суммарную площадь выходов кристаллических пород докембрия на щитах Восточно-Европейской платформы. Наконец, на Северо-Американской платформе более мощно проявилась постгерцинская седиментация во впадине Голф-Кост, соизмеримых аналогов которой нет среди молодых прогибов Восточно-Европейской платформы (см. табл. 2).

Древняя Сибирская платформа по своим очертаниям также представляет многоугольник, ограниченный ломаными линиями, совпадающими с краевыми разломами смежных геосинклиналей [24]. Общая ее площадь равна $4,5 \cdot 10^6$ км², из которых $0,6 \cdot 10^6$ км² занимают Алданский щит и Анабарский массив, а $3,9 \cdot 10^6$ км² – древняя Сибирская плита и более молодые платформенные прогибы (см. табл. 2). Общий объем отложений осадочного чехла платформ равен $14,5 \cdot 10^6$ км³. Прогибы с молодым фундаментом играют на Сибирской платформе незначительную роль ($0,8 \cdot 10^6$ км³) и преобладающий объем пород, преимущественно рифейского и палеозойского возраста, сосредоточен в пределах плиты с древним кристаллическим фундаментом ($13,7 \cdot 10^6$ км³). Средняя мощность осадочного чехла древней плиты (3,9 км) вдвое больше, чем на Русской (2,0 км) и Северо-Американской (1,9 км) плитах. Площадь выходов на поверхность докембрийских кристаллических пород на щитах Сибирской платформы в 2 раза меньше, чем на щитах Восточно-Европейской платформы, в 8 раз меньше, чем на Канадском щите Северо-Американской платформы, и сопоставима по размерам с площадью щитов на Китайской платформе (см. табл. 1).

Средняя распространенность групп формаций неогена на Восточно-Европейской и других древних платформах

Строение осадочного чехла Восточно-Европейской и других древних платформ мира гетерогенно. В нем участвуют породы разного геологического возраста и литологического состава. Они чередуются друг с другом, образуя определенные сочетания (ассоциации), меняющиеся по разрезу и замещающие друг друга по простиранию. В литологической иерархии такие ассоциации именуются формациями и являются, согласно Н.С. Шатскому [21], крупнейшими таксономическими единицами осадочной оболочки. В отечественной литературе существуют разные классификации и принципы выделения формаций: парагенетический, генетический, динамический, тектонический и др. [7, 11, 18, 19, 21, 24, 25]. В данной и других работах авторов под термином *формация* понималась ассоциация парагенетически связанных осадочных и вулканических пород, образовавшихся в близких (или изменявшихся в определенных пределах) тектонической, климатической и геохимической обстановках среды осадконакопления. Каждая формация рассматривалась как геологическое тело, отвечающее определенной стадии развития основных структурных зон и заключающее характерный для нее комплекс полезных ископаемых [14].

Систематика платформенных формаций, количественно изученных в настоящей работе, диктовалась легендой палеотектонических карт Атласов СССР [3–6] и Восточно-Европейской платформы и ее обрамления [1, 2], по которым измерялись объемы формаций Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Другим источником информации являлись Атласы карт литологических формаций мира [15, 16], с помощью которых измерялись объемы формаций других древних платформ континентов. Как правило, мы суммировали результаты из-

мерений индивидуальных формаций и все их многообразие объединили (см. табл. 1) по определенным признакам в восьми группах формаций:

1. *Группа континентальных терригенных формаций* охватывает разнородные по составу, фаціальным и климатическим условиям образования красно-, пестро- и сероцветные формации, сложенные преимущественно глинистыми, алевроитовыми и песчаными породами, с подчиненным развитием второстепенных ("аксессуарных" по В.Е. Хаину [23]) пород, таких, как конгломераты, мергели, доломиты, гипсы, ангидриты и др. В общем балансе Восточно-Европейской платформы аридные глинистые формации преобладают над гумидными.

2. *Группа ледниковых формаций* объединяет покровно-ледниковые (морены), флювиогляциальные (озы, камы) и озерно-ледниковые отложения, сложенные почти исключительно терригенными породами (валунами, слабосортированными песчано-глинистыми осадками, ленточными глинами). Формировалась в условиях низких и умеренных температур. Распространенность формаций сравнительно невелика.

3. *Группа угленосных формаций* включает лимническую и паралическую угленосные формации. Господствующими членами этой группы являются глинистые и песчаные породы с обязательным присутствием пластов углей. Иногда встречаются прослои известняков.

4. *Группа морских песчано-глинистых формаций* объединяет различные по составу и условиям образования, возникшие на трансгрессивных и регрессивных стадиях развития. Широко представлена на Восточно-Европейской и других древних платформах.

5. *Группа карбонатных формаций* включает аридную подгруппу, представленную преимущественно доломитами, и гумидную подгруппу, сложенную в основном известняками. Аридная доломитовая формация тяготеет к центральным участкам древних бассейнов и замещается по их периферии известняками, что связано с опресняющим влиянием речных вод, стекавших с тектонически активной суши [12]. Содержит включения и прослои гипсов и ангидритов, а также красных и пестрых мергелей, карбонатных глин и песчаников, количество которых не превышает 10% от общего объема формации. Гумидная известняковая формация сложена преимущественно известняками или мелом с прослоями кварцевых песков, каолинистых глин и желваковых фосфоритов. Доломиты в ее составе практически отсутствуют, равно, как гипсы, ангидриты и соли. Терригенные прослои в этой формации, как правило, бескарбонатны.

6. *Группа соленосных и гипсоносных формаций* представлена преимущественно каменной солью, гипсами и ангидритами, реже калийными солями. Содержит значительное число прослоев доломитов, а также красноцветных песчаных и глинистых пород. Является типичным аридным образованием.

7. *Группа кремнистых формаций* представлена опоками, трепелами и опоковидными глинами с прослоями мела, мергелей и известняков в отложениях мела, палеоцена и эоцена, а также кремнистыми сланцами в палеозойских отложениях древних платформ. Распространенность формации весьма невелика и не выходит за рамки первых десятых долей процента общего объема отложений.

8. *Группа вулканических (трапповых) формаций* охватывает толеит-базальтовую и трахибазальтовую (щелочную) формации, изливавшихся преимущественно в континентальных обстановках.

Распространенность выделенных групп формаций древних платформ закономерно эволюционировала во времени и периодически изменялась в течение тектонических циклов. Этой проблеме будет посвящена специальная работа. Здесь же рассмотрим закономерности средних (взвешенных по объемам стратиграфических комплексов) распространенностей формаций на каждой платформе

Таблица 3

Распространенность групп формаций в главных зонах Русской плиты

Главные структурные зоны Русской плиты	Общий объем отложений, 10^3 км^3	Распространенность групп формаций (в % от общего объема отложений)								
		континентальные песчано-глинистые	угленосные	морские песчано-глинистые	битуминозных сланцев, глин и мергелей	известняковая	доломитовая	соленосная и гипсоносная	кремнистая	вулканогенная (трапповая)
Антеклизы, массивы и склоны щитов	783	35,4	2,4	33,0	0,9	18,3*	7,7	—	0,8	1,5
Синеклизы	4472	19,4	1,0	33,5	1,4	27,4**	13,7	3,4	0,1	0,1
Грабенно-образные прогибы	1513	30,3	4,8	38,1	1,2	10,2	4,0	6,9	—	4,5
Плита в целом	6768	23,6	2,0	34,5	1,3	22,5***	10,8	3,8	0,2	1,3

*Из них на мел приходится 3,1%.

**Из них на мел приходится 2,4%.

***Из них на мел приходится 1,9%.

в отдельности за весь изученный период времени (R-Q) и сопоставим их распределение на Лавразийских и Гондванских платформах.

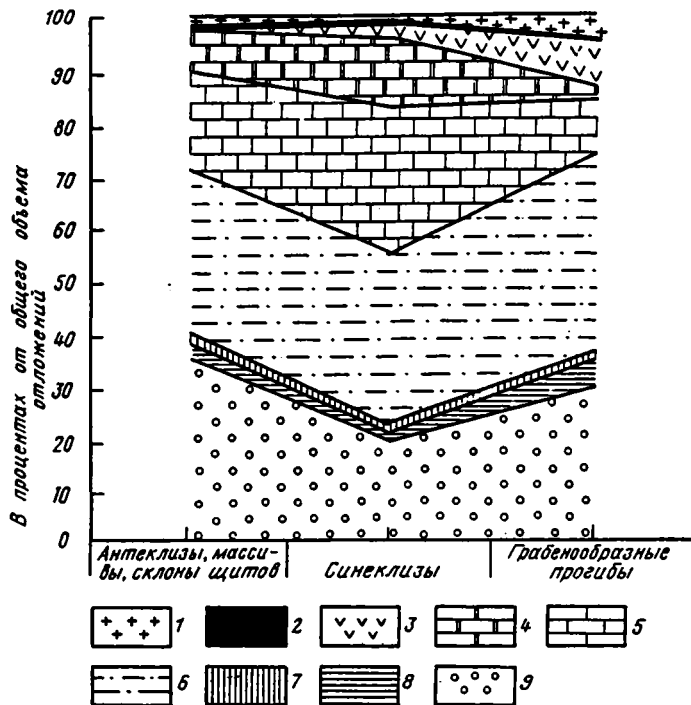
Остановимся сперва на количественных особенностях соотношения групп формаций на Русской плите и в главных ее структурных зонах (табл. 3). Данные таблицы показывают, что осадочный чехол плиты сложен в целом более чем наполовину терригенными формациями (54,7% от общего объема отложений плиты). Среди выделенных групп формаций наиболее распространена (34,5%) группа морских песчано-глинистых формаций, затем следует группа континентальных песчано-глинистых формаций (23,6%), угленосных формаций (2,0%), формация битуминозных сланцев, глин и мергелей (1,3%) и завершает ряд покровно-ледниковая формация, распространенность которой точно не удалось измерить, но по грубым прикидкам не достигает 0,1%. В группе карбонатных формаций (33,3%) преобладает известняковая формация (20,6%). Весьма существен вклад доломитовой формации (10,8%), тогда как меловая формация (1,9%) и тяготеющая к ней кремнистая формация (0,2%) имеют второстепенное значение. Обращает на себя внимание сравнительно высокая распространенность в чехле плиты соленосных и гипсоносных формаций (3,8%)¹. Распространенность трапповых формаций на Русской плите незначительна (1,3%), что указывает на скромный вклад продуктов вулканической деятельности в формирование ее чехла.

Распространенность групп формаций в главных типах структур Русской плиты оценивается в табл. 3 и иллюстрируется фиг. 4. Они отчетливо показывают, что изменение пропорций групп формаций находится в прямой зависимости от тектонических условий седиментации. В областях относительных поднятий, т.е. в пределах антеклиз, массивов и склонов щитов максимальный вклад в строение их чехла вносит совокупность терригенных формаций (71,7%), в частности континентальных (35,4%) и морских (33,0%) песчано-глинистых формаций, тогда как распространенность формации битуминозных сланцев (0,9%) здесь редуцирована, равно как и известняковой (18,3%) и доломитовой (7,7%) формаций, а соленосная и гипсоносная формации практически отсутствуют. К этому типу структур приурочено преимущественное развитие кремнистой формации (0,8%), распространенность которой в синеклизах снижается до 0,1% и приближается к нулю в грабенообразных прогибах. По направлению к синеклизам падает распространенность континентальной песчано-глинистой формации (19,4%) и растет — известняковой (27,4%), доломитовой (13,7%) и соленосной (3,4%) формаций.

Формации грабенообразных прогибов формировались в специфических условиях и отличаются от синеклиз более высокой распространенностью континентальных (30,3%) и морских (38,1%) песчано-глинистых групп формаций, значительным сокращением вклада известняковой (10,2%) и доломитовой (4,0%) формаций особенно в авлакогенах рифея и раннего венда. Эти тенденции сопровождаются ростом распространенностей соленосной (6,9%) и вулканической (4,5%) формаций.

Таким образом, в пределах Русской плиты устанавливается несомненная зависимость между количественными пропорциями групп формаций и типом структур, к которым они приурочены. В зонах относительных поднятий (антеклиза и др.) баланс складывается в пользу терригенных формаций (71,7%), а в зонах погружений (синеклизы), наоборот, их вклад существенно снижается (55,3%) и возрастает распространенность карбонатных формаций (41,1%) против 27,0%). В авлакогенах наблюдается максимальная распространенность суммы

¹Эта оценка возрастает вдвое (8,2%), если рассматривать Восточно-Европейскую платформу в целом, включая в нее помимо плитной части верхние, доступные измерениям горизонты краевых синеклиз, прежде всего Прикаспийской.

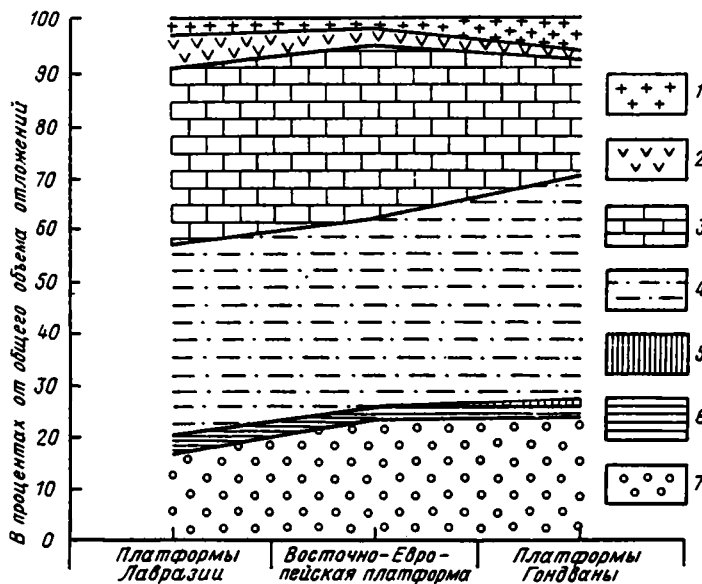


Фиг. 4. Распространенность групп формаций неогена в главных структурных зонах Восточно-Европейской плиты

Группы формаций: 1 — вулканогенные (трапповые); 2 — кремнистые; 3 — соленосные и гипсоносные; 4 — доломитовые; 5 — известняковые; 6 — морские песчано-глинистые; 7 — битуминозных сланцев и мергелей; 8 — угленосные; 9 — континентальные песчано-глинистые

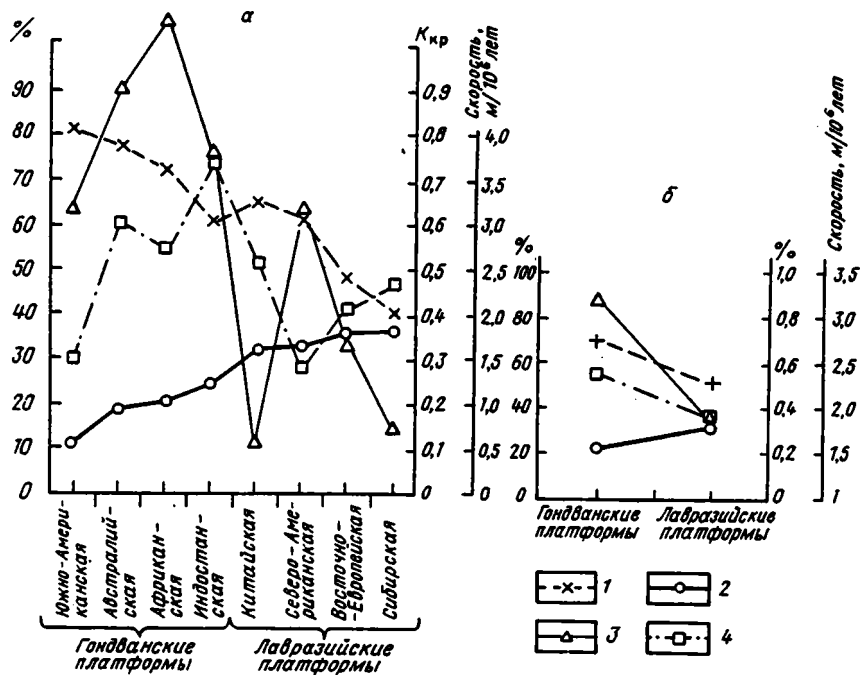
терригенных формаций (74,4%), а также эвапоритовых (6,9%) и трапповых (4,5%) формаций и минимальная — карбонатных формаций (14,2%)². Тяготение трапповой формации к авлакогенам вполне закономерно и связано с наличием глубинных разломов, ограничивающих эти структуры. Наибольшее сходство в распространенности групп формаций устанавливается между Восточно-Европейской и Северо-Американской платформами (см. табл. 1). Вклад суммы терригенных формаций в строении осадочного чехла этих платформ достаточно близок (соответственно 54,7% и 61,6%). Близка также распространенность группы карбонатных формаций (36,1% против 33,6%). Однако намечаются и определенные различия между этими двумя платформами. На Северо-Американской платформе значительно меньше, чем на Восточно-Европейской развита группа континентальных песчано-глинистых формаций (соответственно 10,8% и 21,3%) и, наоборот, наиболее распространена группа морских песчано-глинистых формаций (48,6% против 31,6%). Вместе с тем на Северо-Американской платформе соленосных формаций втрое меньше, чем на Восточно-Европейской платформе (2,7% против 8,2%), тогда как трапповая формация шире представлена на Северо-Американской платформе (соответственно 2,1% и 0,9%). По типу количественных соотношений групп формаций к этим двум Лавразийским платформам тяготеет Китайская платформа (см. табл. 1). Сибирская же платформа в большей степени, чем другие платформы Лавразии, отличается от Восточно-Европейской по рас-

²В верхнепротерозойских отложениях авлакогенов господствуют терригенные формации, а вклад карбонатных и особенно эвапоритовых формаций очень ограничен.



Фиг. 5. Сопоставление средней распространенности групп литологических формаций на Восточно-Европейской платформе со средними их значениями для совокупности Лавразийской и совокупности Гондванской платформы

Группы формаций: 1 — наземно-вулканогенные; 2 — соленосные; 3 — карбонаты; 4 — морские песчано-глинистые; 5 — ледниковые; 6 — угленосные; 7 — континентальные песчано-глинистые



Фиг. 6. Распространенность терригенных (1) и карбонатных (2) групп формаций (в % от общего объема отложений каждой платформы), изменение величины $K_{кр}$ и (3) средней скорости погружения плит и краевых синеклиз (4) в ряду древних континентальных платформ мира (а); изменение тех же величин между совокупностью платформ Гондваны и совокупностью платформ Лавразии (б)

пространности формаций, слагающих ее чехол (см. табл. 1). В ее пределах наименее развиты терригенные формации. Их распространенность существенно ниже, чем на Восточно-Европейской, Северо-Американской и Китайской платформах. Это различие определяется редуцированным развитием континентальных песчано-глинистых формаций, вклад которых более чем в два раза меньше, чем на Восточно-Европейской и Китайской платформах. Шире, чем на других платформах, на Сибирской платформе развиты карбонатные, угленосные и соленосные формации. Распространенность последних близка к таковой на Восточно-Европейской, втрое выше, чем на Северо-Американской и в 24 раза выше, чем на Китайской платформах. Таким образом, Сибирская платформа выделяется среди других древних платформ Лавразии да и всего мира более высоким развитием соленосных и угленосных формаций.

Сравнительные данные (см. табл. 1) показывают, что Восточно-Европейская платформа коренным образом отличается по своему формационному составу от Гондванских платформ меньшей распространенностью на ней терригенных и вулканогенных формаций и гораздо большим вкладом карбонатных и соленосных формаций, приближаясь по величине этих параметров к средним их оценкам для совокупности Лавразийских платформ (фиг. 5).

Сравнительный анализ данных устанавливает закономерное и последовательное падение суммы терригенных формаций и столь же закономерный рост суммы карбонатных формаций в ряду индивидуальных платформ от Гондванских к Лавразийским (фиг. 6, а).

Попытаемся в первом приближении рассмотреть причины этого явления. Естественно было бы предположить, что на древних платформах должна существовать прямая зависимость между распространенностью терригенных формаций и величиной коэффициента кратонизации, т.е. соотношения площади устойчивых поднятий земной коры (щиты) к площади ее устойчивых погружений (плиты и краевые синеклизы). В самом общем виде это предположение подтверждается данными, приведенными на фиг. 6, б, из которых следует, что падение распространенности суммы терригенных формаций сопровождается уменьшением величины коэффициента кратонизации при сопоставлении этих параметров между всеми Гондванскими и всеми Лавразийскими платформами. Однако, если перейти от глобального рассмотрения (см. фиг. 6, б) к индивидуальным древним платформам, то в ряду индивидуальных платформ Гондваны и Лавразии (см. фиг. 6, а), обнаруживаются значительные отклонения хода кривой $K_{кр}$ от кривой распространенности суммы терригенных формаций, хотя и намечается общая тенденция к уменьшению величины коэффициента кратонизации в этом ряду, но она усложнена резко выраженными пиками и минимумами. Можно полагать, что наблюдаемые отклонения в ходе кривых определялись на индивидуальных платформах не только соотношением площадей щитов и плит, но и воздействием многих других факторов, в том числе скоростями воздымания щитов и внутренних поднятий на плитах, от величины которых зависела интенсивность размыва пород в питающих провинциях. Несомненное влияние оказывали также климатические условия выветривания, которые изменялись в ходе времени на каждой платформе по-своему. Количественно учесть воздействие этих факторов – задача будущих исследований.

Намечается также тенденция к увеличению распространенности терригенных и уменьшению карбонатных формаций с ростом скорости погружения областей накопления древних платформ. Она четко выражена лишь в глобальном масштабе при сопоставлении этих параметров в пределах таких крупных блоков коры как совокупность Гондванских и совокупность Лавразийских платформ (см. фиг. 6, б). При рассмотрении же индивидуальных платформ эта зависимость практически исчезает (см. фиг. 6, а). Можно полагать, что распространенность

карбонатных формаций на каждой отдельно взятой платформе определялась не только скоростями погружения областей осадконакопления, но и воздействием многих других факторов, таких как размеры бассейнов, соленость их вод, климатические условия седиментации и т.д. Для решения этой проблемы необходим более детальный и дифференцированный во времени количественный анализ.

Подводя итоги нашему сравнительному анализу количественных параметров строения крупнейших древних платформ мира и распространенности на них трех групп литологических формаций мы имеем все основания рассматривать Восточно-Европейскую платформу не только как "тектонотип", но и как "литотип" древних платформ, но лишь для Лавразийской группы материков. Меньшее развитие морских песчано-глинистых отложений, существенно большие массы эвапоритов и крайне малое развитие наземно-вулканогенных формаций даже по сравнению со средним для всех древних платформ мира коренным образом отличает Восточно-Европейскую платформу от Гондванской группы платформ, "тектонотипом" и "литотипом" которой скорее всего являются Африканская либо Индостанская платформа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Т. 1 (верхний докембрий и палеозой). М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1981.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Т. 2 (мезозой и кайнозой). М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1962.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 1 (докембрий, кембрий, ордовик, силур). М.: Мин-во геологии СССР, 1968.
4. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 2 (девон, карбон, пермь). М.: Всес. Аэрогеологический трест, Мин-во геологии СССР, 1969.
5. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3 (триас, юра, мел). М.: Мин-во геологии СССР, 1969.
6. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 4 (палеоген, неоген, четвертичный период). М.: Мин-во геологии СССР, 1967.
7. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
8. Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы) // Сов. геология. 1964. № 9. С. 3—26.
9. Левин Л.Э. Тектоническая карта Скифской и Мизийской платформ. М.: Мин-во геологии СССР, 1970.
10. Международная тектоническая карта Европы. Масштаб: 1 : 25 000 000 / Под ред. Н.С. Шатского. Межд. Геол. конгресс. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
11. Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л.: Недра, 1968. С. 551.
12. Ронов А.Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт) // Тр. ГИН АН СССР. 1956. Вып. 4. С. 256—343.
13. Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хаин В.Е. Возможности и ограничения объемного метода (на примере Русской платформы и окружающих ее глубоких прогибов) // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 4. С. 3—14.
14. Ронов А.Б., Хаин В.Е. Девонские литологические формации мира // Сов. геология. 1954. № 41. С. 47—76.
15. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Атлас литолого-палеогеографических карт мира (поздний докембрий и палеозой континентов). М.: Наука, 1984. 70 с.
16. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт мира (мезозой и кайнозой континентов и океанов). Л.: Изд-во АН СССР. 1989. 79 с.
17. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
18. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953. 671 с.

19. Страхоев Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. (Т. 1. 212 с.; Т. 2. 574 с.) и 1962 (Т. 3. 550 с.).
20. Тектоническая карта нефтегазоносных областей СССР, масштаб 1 : 25 000 000 / Под ред. Л.Н. Розанова. М.: Всес. Аэрогеологический трест Мин. геологии СССР, 1970.
21. Шатский Н.С. Парагенезис осадочных и вулканогенных пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 5. С. 3—24.
22. Физико-географический атлас мира. М.: Гл. упр. геодезии и картографии ГК СССР, 1964.
23. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
24. Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
25. Яншин А.Л. О принципах выделения геологических формаций. Предисловие к книге А.И. Анатольевой "Домезозойские красноцветные формации". Новосибирск: Наука, 1972. 348 с.
26. King Ph.B. Tectonic map of North America, Scale 1 : 5 000 000. Wash. United States Geol. Prof. pap. B. 28. 1969.
27. Pozarjski W. Powierzchnia skonsolidowanego podloza // Geofizyka i Geologia Naftowa N 3—4. 1970. P. 1.

Институт геохимии
и аналитической химии РАН,
Москва

Поступила в редакцию
21. XII. 1992

УДК 553.32(470)

© 1993 Михайлов Б.М.

МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ РОССИИ¹

Охарактеризовано современное состояние марганцеворудной базы России. Обоснован тезис об отсутствии перспектив обнаружения на территории России месторождений марганца, по качеству руд аналогичных месторождениям стран — экспортеров этого вида сырья. Показана необходимость концентрации усилий на оценке мезозойско-кайнозойских зон окисления марганценосных формаций, часто содержащих небольшие по размерам рудные тела, сложенные окисными легко обогащаемыми рудами манганит-пирролюзит-псиломеланового состава. Приведена таблица прогнозных ресурсов марганцевых руд России.

На территории бывшего СССР марганцевые руды добываются только на Украине, в Грузии и Казахстане. Из руд эксплуатируемых там месторождений могут быть получены концентраты, по технологическим показателям близкие к мировым стандартам.

В связи с распадом СССР металлургическая промышленность России — одна из основных потребителей марганца вынуждена либо переходить на импорт сырья из стран ближнего и дальнего зарубежья, либо приступать к эксплуатации собственных месторождений. Оба пути ведут к удорожанию конечного продукта.

Годовая добыча марганцевых руд в СССР составляла около 20 млн. т при себестоимости 40–60 руб. за 1 т (в ценах на 1.1 1991 г.). В тот же год за рубежом было добыто 12 млн. т марганцевой руды по цене 170–200 долл. за 1 т. Столь существенные различия в цене кроме более низкого качества наших руд (табл. 1) определялись государственной монополией в ценовой политике СССР, а главное дешевизной рабочей силы.

Собственная марганцеворудная база России функционировала в начальный период Отечественной войны, когда Южно-Украинский (Никопольский) марганцеворудный бассейн был оккупирован немцами, Западно-Грузинский (Чиатурь) — практически отрезан от металлургических центров, а перспективы Центрально-Казахстанского (Каражал, Ушкатын и др.) еще не были определены. После разгрома немцев восстановились прежние экономические связи и эксплуатация российских месторождений постепенно прекратилась. Дольше всех (вплоть до 1965 г.) продолжалась добыча марганцевых руд на месторождениях Северо-Уральского марганцеворудного бассейна палеоценового возраста [9].

Практически все эксплуатировавшиеся месторождения России характеризовались низким качеством первичных руд и небольшими размерами [1, 3–6, 8]. Разрабатывались преимущественно их зоны окисления (марганцевые, шляпы), в которых локализуются небольшие тела (линзы) окисленных руд существенно пирролюзит-псиломеланового состава. Таким образом, почти полностью были отработаны окисные (окисленные) руды Сапальского месторождения на Среднем Урале, Дурновского и Мазульского на юге Сибири и др.

¹По итогам Межведомственного совещания "Актуальные проблемы образования, прогнозирования и поисков марганцевых руд". Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 29 сентября — 1 октября 1992 г. [6].

Характеристика запасов марганцевых руд

Страны-экспортеры, месторождения б. СССР	Запасы подтвержденные, балансовые, млн. т	Мп, %	Преобладающий состав рудных компонентов
Австралия	200	25–50	Гидроксиды Мп
Бразилия	200	40–53	"
Габон	200	48–60	"
Индия	100	25–62*	Гидроксиды и оксиды Мп
ЮАР	1000	20–44	Гидроксиды Мп
Южно-Украинский бассейн	{ 400	28**	"
Никопольское месторождение	{ 350	23	Карбонаты Мп
Большой Токмак	1500	21	"
Западно-Грузинский бассейн	{ 60	26	Гидроксиды Мп
(Чиатуры)	{ 140	18	Карбонаты Мп
Центрально-Казахстанский бассейн (Каражал, Ушкатын)	{ 85	22	Оксиды и гидроксиды Мп
	280	20	Карбонатно-силикатно-окисные руды Мп
Северо-Уральский бассейн	40	20–22	Карбонаты Мп
Усинское месторождение	98	19–20	

*Экспортная руда — > 55% MnO.

**"Мытая" руда (товарная) — концентрат 32–44% Мп.

С переходом на дальнепривозное сырье Никополя и Чиатур поиски марганцевых руд в Российской Федерации не прекратились. На протяжении всех послевоенных лет прогнозно-поисковые работы весьма интенсивно проводились многими ПГО Мингео СССР, но достойной замены известным месторождениям Украины, Грузии и Казахстана найти не удалось.

Результаты этих работ в 1976 г. были обобщены во ВСЕГЕИ на Карте перспективной оценки территории СССР на марганец в м-бе 1 : 7 500 000. При составлении карты под марганцевыми рудами понимались любые горные породы, содержащие более 10–15% марганца в составе его оксидных, карбонатных, либо силикатных минералов. И даже при столь заниженных требованиях, позволяющих относить к рудам породы, заведомо непригодные для экономичного использования в металлургии, общие прогнозные ресурсы России были оценены всего в 0,5 млрд. т марганцевых руд.

Геологические исследования последующих лет позволили дать оценку (в основном отрицательную) большинству выделенных на карте перспективных площадей, например Курейской, Сахалинской, Забайкальской и др. Одновременно были выделены новые районы, либо расширены перспективы уже известных. На карте экзогенной минерагении СССР м-ба 1 : 5 000 000 [2] в пределах России перспективные площади сохранились только на Урале, Енисейском Кряже, Дальнем Востоке и в Алтае-Саянской области.

В последующем Мингео СССР дважды — в 1983 и в 1989 гг. проводило подсчет прогнозных ресурсов марганцевых руд.

В 1983 г. прогнозные ресурсы РСФСР были оценены в 1,5 млрд. т (в том числе окисных 50 млн. т). Основную массу ресурсов (1 млрд. т) составили окисно-карбонатные и карбонатные руды Южного острова Новой Земли (500 млн. т) и Пешской впадины (Север Тиманского кряжа — 500 млн. т).

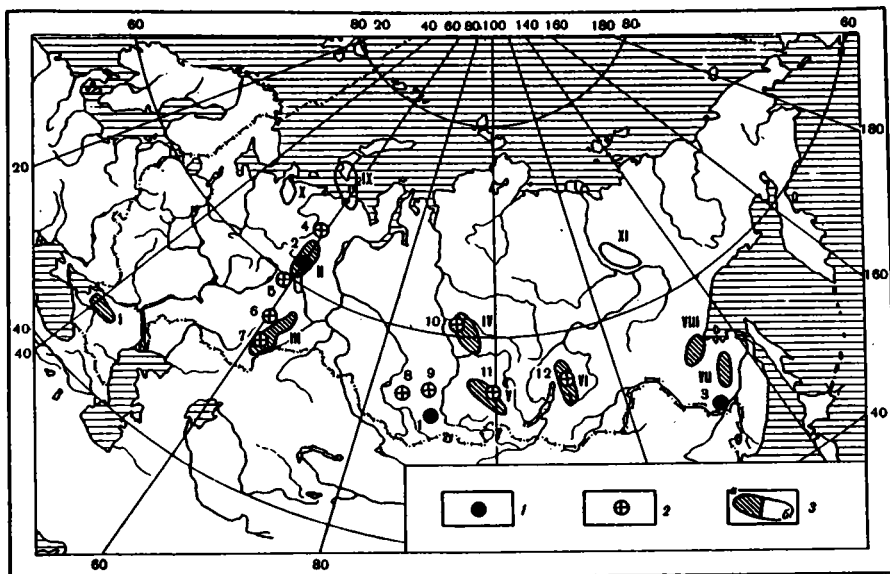


Схема размещения прогнозных ресурсов марганцевых руд России

1 – месторождения с балансовыми запасами (1 – Усинское, 2 – Северо-Уральская группа, 3 – Хинганская группа); 2 – месторождения не включенные в баланс запасов (4 – Парнокское, 5 – Сапальское, 6 – Улутеляк, 7 – Аккермановское, 8 – Дурновское, 9 – Мазульское, 10 – Порожинское, 11 – Николаевское, 12 – Олдакитское); 3 – марганценозные районы (а – с прогнозными ресурсами: I – Северо-Кавказский, II – Северо-Уральский, III – Южно-Уральский, IV – Енисейский, V – Присаянский, VI – Прибайкальский, VII – Ванданский, VIII – Удско-Шантарский; б – с металлогеническим потенциалом: IX – Пай-Хой-Новоземельский, X – Пешский, XI – Якутский)

Марганцевые руды Новой Земли

Широкое распространение марганецсодержащих пород среди нижнепермских отложений Новой Земли и Пай-Хоя было установлено в конце 70-х – начале 80-х годов [3] (см. фигуру). Наибольший интерес, по мнению их первооткрывателей, представлял Рогачевско-Тайнинский район, расположенный в центральной части Южного острова. Продуктивная флишеподобная толща мощностью от 50 (на юго-востоке) до 130 м (на севере) состоит из переслаивающихся аргиллитовых пачек, содержащих большее или меньшее количество прослоев родохрозитово-кремнистых руд. Мощность последних колеблется от 2 до 25 см, а насыщенность отдельных аргиллитовых пачек рудными прослоями – от 10 до 80%. Руды крипто- и микрозернистые, сложены карбонатами марганца и кварцем.

В докладах, представленных на совещании (В.Х. Наседкина, Л.Г. Павлов, Ю.Д. Шульга, И.К. Ермолаев, В.И. Устрицкий, Л.Г. Пovyшева) приведена весьма объективная характеристика как состава руд, так и ареала их распространения. Из этих материалов, а также публикаций других исследователей следует, что в районе островов Новой Земли и на Пай-Хое в ранней перми существовал обширный замкнутый бассейн, являющийся частью Уральской геосинклинали. Накопление карбонатов марганца происходило на площади в десятки тысяч квадратных километров, но в условиях напряженного тектонического режима повсеместно сопровождалось привносом большого количества терригенного материала. В связи с этим средние содержания марганца (в составе родохрозита и манганокальцита) по наиболее перспективным блокам составляет 15–20% при содержании P_2O_5 , равном 0,1–0,2%, и кремневом модуле $SiO_2/Mn > 3$.

Прогнозные ресурсы марганцевых руд России

Район	Характеристика руд	Возраст- ной ин- декс	Прогнозные ресурсы, млн. т	Минерогени- ческий потен- циал, млн. т
Уральский подвижной пояс				
Южный Урал	1. Вулканогенно-кремнистая формация (Карагалинское, Кос- Истекское, Рахметовское и дру- гие месторождения). Мелкие линзовидные прослои кремни- стых гаусманит-браунит-родони- товых руд среди сургучных яшм, переслаивающихся с ба- зальтами, порфиритами и их туфами. Mn 15–25%, SiO ₂ 30–50%.	S–D ₂	—	50–100
	2. Кремнисто-карбонатная фор- мация (Аккермановское, Кип- чакское и другие месторожде- ния). Линзовидные пласты кремнисто-карбонатных суще- ственно мanganокальцитовых руд. Mn 15–20%. Кварц и хал- цедон в тесном сростании с карбонатами марганца. Иногда повышенные содержания Pb и Zn		50	200
	3. Гипсово-известняковая фор- мация (Улутелякское место- рождение). Прослои флюсовых известняков с мanganокальци- том и мanganодоломитом мощ- ностью 2–4 м среди гипсово- ангидритовой толщи. Mn 5–10%, SiO ₂ 8–12%, P ₂ O ₅ 0,5–0,8%		100	100
	4. Формация кор выветривания (Аккермановское, Улутелякское и другие месторождения). Руд- ные шляпы обычно линейного типа, заключающие прослои и линзы пиролюзит-псиломелано- вых руд часто с кремнеземом и гетитом. Mn 25–45%, SiO ₂ до 40%	K ₂ –P ₃	10–15	—
Средний Урал	1. Вулканогенно-карбонатная метасоматическая формация (Са- пальское и другие месторожде- ния Высокогорского р-на). Кар- бонатные руды (маломощные пласты и линзы): Mn 15–30%, SiO ₂ 3–8%, P ₂ O ₅ 0,03–0,08%, Pb до 2%, Ln до 1%.	S ₂ –D ₁	10	—
	Оксидные браунит-гаусмани- товые и гидроксидные пиро- люзит-псиломелановые руды, 40–50%	D ₁ –KZ	Последние практически выработаны	—

Район	Характеристика руд	Возраст- ной ин- декс	Прогнозные ресурсы, млн. т	Минерагени- ческий потен- циал, млн. т
Северный и Полярный Урал	2. Кремнисто-карбонатная форма- ция (Клевакинское и другие месторождения). Параметры руд аналогичны рудам подобно- го типа на Южном Урале	D ₃ -C ₁	20	100
	3. Формация кор выветривания. Рудные шляпы, аналогичные шляпам Южного Урала, но подвергшиеся большей эрозии в KZ	K ₂ -P ₃	2-5	—
	1. Вулканогенно-кремнисто- карбонатная формация (Парнок- ское месторождение). Малофос- фористые (сотые доли процента) карбонатные руды, Mn 20-30%. Кремневый модуль > 1	O ₂	100	200 (вклю- чая силикат- ные руды)
	2. Формация кор выветривания (Парнокское и другие месторож- дения). Линейные зоны при- уроченные к выходам на MZ-KZ-поверхности выравни- вания марганецсодержащих обычно карбонатных пород. Линзовидные тела пирролюзит- псиломелановых легкообогащи- мых руд. Mn 20-40%	K ₂ -P	5-10	—
Южный ост- ров Новой Земли	1. Карбонатно-терригенная фор- мация. Кремнисто-родохрозито- вые руды переслаиваются со сланцами и алевролитами. Mn 10-20%, P ₂ O ₅ 0,1%. Кремне- вый модуль > 2,5	P ₁	—	Миллиарды тонн
Сибирь				
Енисейский кряж	1. Вулканогенно-терригенная формация. Кремнисто-родохро- зитовые, доломит-родохрозито- вые руды. Mn 8-15%. Кремне- вый модуль > 2,5	PR ₂	—	Сотни мил- лионов тонн
Алтае-Саян- ская область	2. Формация кор выветривания (Порожнинская группа место- рождений). Манганит-псило- мелановые руды в карстовых депрессиях, развитых на мар- ганцовистых кремнисто-карбо- натных породах. Mn 20-30%. Кремневый модуль > 2		30	40
	1. Группа туфогенно-кремнисто- карбонатных формаций. Суще- ственно карбонатные руды с низким содержанием Mn и высоким кремневым модулем	PR ₂	—	Сотни мил- лионов тонн
	2. Формация кор выветривания (Николаевское, Олдакитское и	K ₂ -P	20	—

Район	Характеристика руд	Возраст- ной ин- декс	Прогнозные ресурсы, млн. т	Минерагени- ческий потен- циал, млн. т
	другие месторождения). Пиро- люзит-псиломелановые руды в марганцевистых шляпах на вы- ходах бедных карбонатных руд. Mn 20–40%.			
Дальний Восток				
Удско-Шан- тарская зона	1. Вулканогенно-кремнистая формация (Ирюнгдинское место- рождение и др.). Железо-марган- цевые существенно браунит- гематитовые руды. Mn 10–20%, Fe 25–35%	C	20	50
Малый Хинган	1. Вулканогенно-кремнистая метаморфическая формация. Окисные и окисно-силикатные труднообогатимые руды. Mn 15–20%	PR ₁	20	—
Северное Притиманье	Песчано-глинистая формация (Пешское рудопроявление). Кар- бонатные и гидросиликатные руды. Mn 15–20%. Кремневый модуль > 2	J ₁	—	100

Обращает на себя внимание неравномерно рассеянная вкрапленность сфалерита, халькопирита, пирита, алабандина, а также повышенные содержания углеродистого вещества, цинка, никеля, бария, кобальта, меди, хрома.

Нигде в мире подобные породы к категории марганцевых руд не относятся. В табл. 2 они учтены в графе "минерагенический потенциал"².

Процессы гипергенного преобразования марганцевистых пород в условиях арктического климата Новой Земли проявились крайне слабо. Кроме того, острова Новой Земли длительное время подвергались интенсивной эрозии и ледниковой абразии. И хотя здесь известны окисленные руды марганца, приуроченные к трещинам, расколам в замковых частях складов, практического значения они не имеют. Содержание марганца, присутствующего главным образом в составе криптомелана и пиролюзита, по отдельным бороздовым пробам составляет 15–50%. Прогнозные ресурсы не превышают первых десятков тысяч тонн. Гипергенные руды характеризуются повышенными содержаниями фосфора, цинка, стронция, бария, меди, никеля, кобальта.

Марганцевые руды Северного Притиманья

В начале 80-х годов на севере Тиманского кряжа в Пешской впадине в береговых обрывах р. Прицатиницы, где обнажаются базальные горизонты нижней юры, сотрудником ВСЕГЕИ В.А. Пивнем были обнаружены желваки-конкреции

² Минерагенический потенциал — количество пород, содержание полезного компонента в которых, или форма вхождения его в породы, не удовлетворяют современным кондициям на руду, но приближаются к ним.

бурого железняка, содержащие 16% диоксида марганца. Подобные желваки на редкость для базальных горизонтов юры и других регионов России, в частности Якутии, Центральной России и др. Находка же в Пешской впадине послужила основанием для постановки здесь поисково-оценочного бурения. В низах юрского разреза среди песчано-глинистых отложений на глубинах 100 м и более были встречены маломощные прослои обогащенных марганцем алевритово-глинистых пород (5–20% Mn). Марганец присутствовал в форме карбонатов и предположительно гидросиликатов. Практически значимых рудных тел до сих пор не встречено, хотя поиски продолжаются.

По другим регионам России на 1. I. 1983 г. прогнозировались преимущественно карбонатные (окисно-карбонатные), либо железо-марганцевые руды.

Урал

На Урале прогноз был дан только на карбонатные руды Башкирии (Улутелякское месторождение). В районе месторождения развита мощная пологозалегающая гипсово-ангидритовая толща нижней перми, в которой редкими скважинами подсекаются прослои марганцовистых известняков, содержащие до 5–10% Mn в составе манганокальцита и манганодоломита. В последние годы Улутеляк описывается как месторождение не марганцевых руд, а флюсовых марганцовистых известняков. Относительно их генезиса и возраста существует следующая точка зрения, резко отличная от распространенной в литературе.

Гипсово-ангидритовая толща, выведенная на дневную поверхность, в мелу и палеогене подверглась интенсивным гипергенным преобразованиям с участием нефтяных вод (месторождение находится в промышленно-нефтяном районе), в результате чего был сформирован карбонатный кепрок мощностью 5–10 м. При этом десульфатизация гипсов и ангидритов происходила не только в приповерхностной зоне, но и проникала по наиболее дренируемым зонам на глубину. Одновременно с синтезом кальцита в эти зоны поступали подвижные соединения двухвалентного марганца, входившего в состав карбонатов. Позднее в кровле кепрока формировалась рудная шляпа с преобладанием гидроксидов марганца – вернадита и псиломелана. Содержание марганца в породах рудной шляпы достигает 35%. Они и являются марганцевой рудой [7].

Еще в 1942 г. успешно прошли ползаводские испытания марганцовистых известняков Улутеляка. По заключению Д.Д. Будакова и В.И. Сысоева, "Феррамарганец при выплавке рядовых марок стали может быть почти целиком заменен марганцовистыми известняками" [10, с. 84].

В 1989 г. из прогнозных ресурсов РСФСР были исключены руды Новой Земли, ресурсы Пешской впадины уменьшены в 4 раза, но зато резко увеличены перспективы Сибири и Дальнего Востока, а главное появились два принципиально новых крупных марганценосных бассейна с прогнозными ресурсами, превышающими подтвержденные запасы таких крупнейших стран – экспортеров марганцевой руды, как Индия, Габон и др. Это марганценосный бассейн в ордовике западного склона Приполярного Урала (район месторождения Парнока, около 0,5 млрд. т) и в Якутии (150 млн. т). При этом сумма прогнозных ресурсов марганцевых руд России к 1989 г. практически не изменилась и составляла около 1,5 млрд. т.

Что же из себя представляют новые (1989 г.) прогнозные ресурсы Мингео СССР?

Ордовикский бассейн Приполярного Урала (Коми ССР, Fe–Mn-месторождение Парнока и др.). Этому новому открытию на совещании было посвящено несколько докладов (В.Х. Наседкина, И.Д. Коняева, Е.Г. Ожогина, А.А. Булкин, М.А. Шишкин, Н.Н. Герасимов, С.А. Онищенко).

Парнокское месторождение приурочено к кремнисто-карбонатной формации

среднего ордовика. Оно сложено незакономерно чередующимися линзовидными залежами марганцевых и железных руд, переслаивающихся с марганцовистыми известняками и алевролитами. На месторождении преобладают карбонатные, карбонатно-силикатные и силикатные руды. Авторы докладов отмечают низкое содержание фосфора в рудах (0,005–0,003% на 1% Mn) при средних содержаниях марганца 25–30%.

На наш взгляд, в ордовикском бассейне на сегодняшний день промышленное значение могут иметь главным образом окисленные существенно криптомелан-псиломелановые руды, пригодные для получения пероксидных концентратов. Эти руды слагают небольшие линзы в линейных зонах MZ–KZ-гипергенеза. Прогнозные ресурсы окисленных руд на Парноке составляют первые миллионы тонн, а во всем бассейне, по нашему мнению, могут быть оценены в сумме не более 10 млн. т.

Вилуйская синеклиза (Якутская – Саха ССР)

В базальных горизонтах юры, выполняющей Вилуйскую синеклизу в так называемой пестрой пачке нижней юры, неоднократно отмечались желваки, конкреции марганцовистого бурого железняка. Содержание марганца на массу породы здесь обычно превышает кларк, а местами достигает 3% при 10–20% железа (доклад *В.К. Маслова и В.Г. Окорочова*). Несмотря на специально проводившиеся исследования, ни марганцевых, ни железных руд в Вилуйской синеклизе не обнаружено. Лишь отдельные точки минерализации отмечались во время геолого-съёмочных работ в юре и палеогене бассейна р. Лена. В связи с этим нет никаких оснований не только подсчитывать прогнозные ресурсы, но и определять минерагенический потенциал Вилуйской синеклизы на марганец.

В последнее время в среднем течении р. Лена на восточном борту синеклизы встречены марганценозные отложения верхнего протерозоя, содержащие до 5–9% Mn. К сожалению, зона окисления на них крайне незначительна, что не позволяет и здесь прогнозировать промышленные месторождения марганца.

Прогнозные ресурсы других регионов России, охарактеризованные в докладах на совещании, также не дают оснований на обнаружение месторождений, аналогичных по качеству руд не только месторождениям стран-экспортеров, но и известным в республиках бывшего СССР.

Енисейский кряж

Марганценосными на Енисейском кряже являются отложения верхнего протерозоя. Наибольшие концентрации марганца отмечаются на северо-западе в пределах Вороговского прогиба, выполненного флишем и молассой венда. Здесь выделяется пачка вулканогенно-осадочных пород подъемской свиты. Последняя сложена окремненными туффитами, омарганцованными туфами, доломитами с прослоями кремнисто-родохрозитовых и мангано-доломитовых пород. Содержание марганца местами составляет 5–8%, а в отдельных штуфных пробах достигает 30%. Само по себе докембрийское оруденение не представляет промышленного интереса, но, попадая в зону гипергенеза, оно провоцирует формирование промышленно значимых месторождений окисных (окисленных) руд. Именно этим рудам были посвящены содержательные доклады *Р.А. Цыкина, Л.И. Свиридова и Л.П. Костенко*.

Первые находки окисных псиломелан-манганитовых руд на северо-западе Енисейского кряжа, приуроченные к выходам на поверхность пород верхнего протерозоя, в начале 70-х годов явились основанием для прогнозирования здесь гигантского месторождения высококачественных окисных руд марганца с

запасами, составляющими многие сотни миллионов тонн. Начатое бурение вскоре показало несостоятельность проведенных на глубину экстраполяций. Оказалось, что промышленно значимые окисные руды образуют небольшие линзовидные тела, которые локализуются исключительно в MZ-KZ-зоне гипергенеза. Прогнозные ресурсы их могут быть оценены в сумме не более 100–150 млн. т руд манганит-псиломеланового состава при средних содержаниях марганца 20–30%. Наряду с остаточными на месторождениях Енисейского края широко представлены инфильтрационные руды. Так, на месторождении Моховое, по данным Р.А. Цыкина и др. "основная масса руд – это интенсивно пропитанные оксидами и карбонатами марганца суглинки и глины" [6, с. 90]. Подобные гипергенные руды характеризуются значительным содержанием фосфора и высоким кремневым модулем.

Алтае-Саянская область в Забайкалье

Вдоль всего южного обрамления Западно-Сибирской и Сибирской плит известно большое количество рудопроявлений и месторождений марганца. Поисково-оценочные работы на марганец здесь проводились на протяжении многих лет и различными геологическими организациями, но, к сожалению, крупных промышленно значимых месторождений до сих пор не обнаружено. Некоторые из известных месторождений (Дурновское, Мазульское) эксплуатировались во время войны, Усинское – было разведано в 50-х годах и в настоящее время, несмотря на низкое качество руд, подготавливается к эксплуатации.

Марганценосности этого обширного региона на совещании были посвящены доклады Э.Г. Кассандрова, Н.С. Лидина, Е.В. Кассандровой, А.В. Татаринова, В.И. Сизых, А.М. Мазукабазова. Большинство месторождений и рудопроявлений марганца приурочено к структурам геосинклинальных этапов развития территории и зонам активизации. Чаше они группируются около крупных разломов и зон смятия и локализованы в туфогенно-кремнисто-карбонатных формациях верхнего протерозоя – кембрия. Преобладают карбонатные и значительно реже окисно-карбонатные руды. Содержание марганца обычно низкое (10–20%), при высоких значениях кремневого модуля и содержании P_2O_5 более 0,3–0,5%. Прогнозные ресурсы подобных руд оцениваются в широком диапазоне: от первых сотен тысяч до миллиардов тонн и зависят не столько от объема фактического материала, сколько от темперамента исследователя.

Дальний Восток

Дальневосточный регион в настоящее время не представляет существенного интереса для решения проблемы марганцеворудной базы России. И не только потому, что расположен за тысячи континентальных километров от металлургических центров страны. Это в основном молодая страна со слабо проявленными процессами интенсивного химического выветривания, что резко снижает перспективы поисков богатых окисных руд. Известная здесь в Еврейской автономной области и принятая в свое время на баланс Малохинганская группа мелких месторождений марганца содержит труднообогатимые кремнистые гаусманит-браунитовые и родохрозитовые руды с гематитом и магнетитом. Определенные перспективы имеет лишь Вандачский хребет, где в последнее время обнаружены KZ-зоны окисления на выходах марганценосных кремнисто-карбонатно-силикатных сланцев перми.

Анализ материалов, представленных в докладах, а также опубликованных в последние годы и частично сведенных в табл. 1 и 2, свидетельствует об отсутствии перспектив на обнаружение в России марганцевых месторождений, аналогичных эксплуатируемому в странах — экспортерах марганцевой руды — Австралии, Бразилии, Габоне, Индии, ЮАР.

Для российской металлургии остаются два пути: 1) переходить на использование привозного (как из ближнего, так и из дальнего зарубежья) сырья; 2) создавать собственную сырьевую базу на основе имеющихся в стране месторождений.

С точки зрения сохранившихся от СССР экономических связей наиболее целесообразно использовать сырье, традиционно поставляемое на наши заводы из Украины, Грузии, а в последнее время и из Казахстана. Но политические амбиции руководителей республик, возникших на обломках СССР, не согласуются со здравым смыслом. Рассматриваемый в настоящее время проект строительства в России заводов по производству диоксида марганца из собственного сырья потребует значительных капиталовложений. Кроме того, обогащение низкокачественных руд, сколь эффективно оно бы ни было, не может конкурировать с природным процессом "бесплатного" формирования богатых руд на соседних территориях.

Перед совещанием, спонсором которого являлся Российский Геолком, стояла задача дать рекомендации по наиболее рациональному пути создания собственной марганцеворудной базы России, учитывая при этом необходимость максимального приближения источников сырья к основным металлургическим центрам страны (Южный и Средний Урал, Центральная Россия, Кузбасс).

В своих заключениях они исходили из следующих предпосылок:

1. Известные в мире наиболее качественные и экономически выгодные для разработки месторождения марганца сформированы в условиях жаркого влажного климата кайнозойской тропической зоны Земли, где в настоящее время развиты латеритные покровы.

2. Территория России вышла из зоны жарких гумидных климатов еще в конце мезозоя и поэтому лишена месторождений подобного типа. У нас известны менее мощные и не столь интенсивно химически проработанные коры выветривания иного (более древнего) возраста, а также узкие линейные зоны кайнозойского окисления карбонатных марганцевых руд.

3. Из различных эпох жаркого гумидного корообразования наиболее продуктивна для России позднемиоценовая, местами, вероятно, продолжавшаяся и в палеогене. Наиболее широко эта эпоха проявилась на Урале в Енисейском крае и вдоль южного обрамления Сибири. К сожалению, кайнозойская тектономагматическая активизация, в этих районах сопровождавшаяся перестройкой структурного плана и рельефа, привела к разрушению меловых поверхностей выветривания, деградации кор выветривания и частичному разрушению приуроченных к ним гипергенных месторождений марганца, что не позволяет надеяться на обнаружение крупных месторождений.

4. Таким образом, проблема прогнозирования и поисков марганцевых руд в России, на наш взгляд, должна сводиться не к наращиванию прогнозных ресурсов горных пород, содержащих 15–20–25% марганца в карбонатной форме и нигде в мире не относимых к марганцевым рудам, что делалось до сих пор, а к обнаружению залежей окисных (окисленных) руд, локализуемых в зонах окисления карбонатных кремнисто-карбонатных и вулканогенно-кремнистых марганценозных формаций. Эти руды приурочены либо к зонам гипергенеза (коры выветривания, карсты и прочие образования), либо, как предполагают А.В. Татаринов и др. [6], возникают в связи с процессами тектономагматической

активизации. В любом случае запасы окисных руд в залежах подобного типа не будут превышать первых миллионов тонн, но, располагаясь вблизи поверхности, представят экономически выгодный для эксплуатации объект. Примером тому может служить кайнозойское Николаевское месторождение, приуроченное к зоне окисления на толще древних марганцевистых карбонатных пород. Месторождение расположено в предгорьях Саян (в 40 км к юго-западу от г. Нижнеудинска) и эксплуатируется малым предприятием. Руды содержат 40–50% марганца, легко обогащаются. Местный аккумуляторный завод покупает концентраты по цене 9–16 тыс. руб. за 1 т.

Наиболее перспективные площади для поисков подобных месторождений расположены:

1. На Южном Урале и в Мугоджарах, как в пределах Магнитогорского синклинория, так и на западных его склонах вдоль выходов марганценосной карбонатно-терригенной формации карбона.

2. На Среднем Урале в Тагило-Магнитогорском синклинории, где местами сохранились останцы меловой поверхности выравнивания, развитой на потенциально марганценосных отложениях нижнего и среднего палеозоя.

3. В Алтае-Саянской области целесообразно провести ревизию всех многочисленных рудопоявлений марганца в древних (PR-Є) толщах на предмет выделения площадей, благоприятных на поиски MZ-KZ-зон окисления. При этом особое внимание необходимо обратить на останцы мел-палеогеновой поверхности выравнивания, перекрытой в настоящее время N-Q-плащом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 315 с.
2. Карта экзогенной минерализации СССР м-ба 1 : 5 000 000 на 4-х листах с объяснительной запиской / Под ред. Б.М. Михайлова. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 41 с.
3. Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. 292 с.
4. Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. 460 с.
5. Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978. 247 с.
6. Марганцевые руды. Тезисы докладов Межведомственного совещания "Актуальные проблемы образования, прогнозирования и поисков марганцевых руд". СПб, 1992. 96 с.
7. Михайлов Б.М., Колокольцев В.Г., Воробьев Ю.М. Марганцевые руды в корях выветривания Южного Урала и Казахстана // Проблемы рудообразования. IV симпозиум IAGOD. Т. III. Варна, 1974. С. 82–89.
8. Михайлов Б.М., Рогов В.С. Геологические предпосылки прогнозирования марганцевых месторождений на Урале // Сов. геология. 1985. № 8. С. 24–31.
9. Рабинович С.Д. Северо-Уральский марганцево-рудный бассейн. М.: Недра, 1971. 262 с.
10. Жабиков А.В. Улу-Теляк, новое месторождение окисленных карбонатных марганцевых руд в пермских отложениях Башкирии (Западный склон Южного Урала) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1944. № 4. С. 70–85.

ВСЕГЕИ,
Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
21. XII. 1992

УДК 553.492:551.761(569.1)

© 1993 Цеховский Ю.Г., Богатырев Б.А., Джаббур Р.

ТРИАС-ЮРСКИЕ БОКСИТЫ СИРИИ

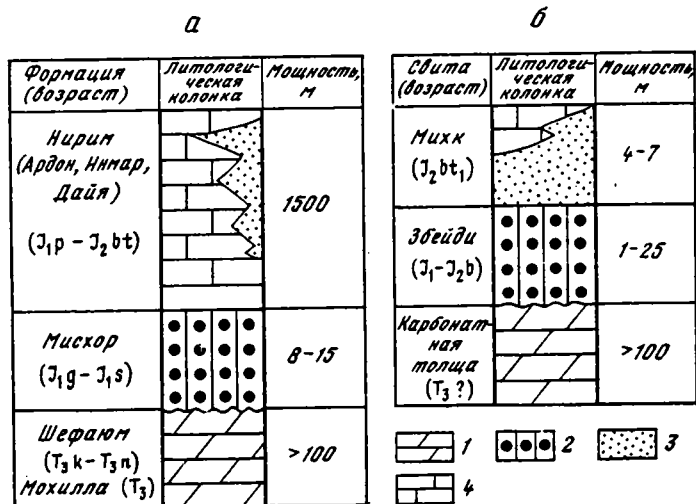
Характеризуется новое для Аравийской платформы местонахождение бёмитовых бокситов, расположенное в Пальмирских горах на территории Сирии в отложениях, датируемых концом триаса — ранней-средней юрой. Рассмотрены строение, вещественный и фациальный состав карстовых осадочных бокситов и вмещающих каолиновых глин, отмечены вторичные преобразования (в диагенезе, эпигенезе и под воздействием низкотемпературных гидротерм), раскрыто положение данных руд в триас-юрской эпохе бокситообразования, ярко проявившейся вдоль южных, северных и западных окраин Мезотетиса.

Мощные гумидные триас-юрские коры выветривания и продукты их перемыва с залежами бокситов¹ имеют глобальное распространение. Они известны в различных географических широтах — от Полярного Урала до тропических (Индостанский полуостров) и в разных тектонических структурах — складчатых областях (Средиземноморье), древних (Сибирь, Индостан) и молодых (Туранская, Скифская плиты) платформах. В литературе достаточно полно охарактеризованы коры выветривания и бокситы лавразийских платформ. Значительно меньше публикаций посвящено триас-юрским корам выветривания и бокситам Гондванских платформ, к которым принадлежат бокситы Сирии и Израиля, расположенные на северо-западе Аравийского полуострова.

В нижнемезозойских отложениях Аравийской платформы латеритно-карстовые бокситы были ранее известны лишь на северо-востоке Синая (участок Мактеш Рамон, юг Израиля). Их образование приурочено к одной из наиболее крупных мезозойских регрессий, охватившей в конце триаса — начале юры значительную часть Аравийской плиты. Это способствовало прекращению формирования здесь карбонатных или сульфатно-карбонатных толщ, слагающих основную часть разрезов триаса, установлению континентального режима с влажным тропическим климатом, глубокому выветриванию пород и накоплению терригенных продуктов перемыва кор выветривания. Проявления бёмитовых бокситов установлены в составе формации Мисхор (фиг. 1, а) геттанга-синемюра (низы которой местами заходят в рэт-норий) в основании терригенных отложений.

В 1990 г. бёмитовые аллиты и бокситы были обнаружены нами на юго-западе Сирии в разрезах мезозоя Пальмирских гор (у подножья хр. Збейди). В их строении [4] резко доминируют карбонатные формации, местами с подчиненными толщами сульфатов. Лишь в подошве меловых толщ, под отложениями альба здесь отмечалась палеонтологически немая серия красноцветных терригенных отложений мощностью до 60 м, иногда содержащая прослои карбонатных пород. В ее основании местами были встречены линзы бокситов. По аналогии с другими регионами Сирии все эти красноцветы прежде датировались ранним мелом. В результате наших исследований и новых палеонтологических данных

¹ Авторы считают бокситом породу с содержанием Al_2O_3 не ниже 28% и величиной Al_2O_3/SiO_2 выше 2,6. (Требования промышленности к качеству минерального сырья. Алюминий. Вып. 35. М.: Госгеолтехиздат, 1962).



Фиг. 1. Положение аллит-бокситовых толщ в сводных литологических колонках триаса и юры (а — Израиль, участок Мактеш Рамон; б — Сирия, участок Збейди в Пальмиридах)

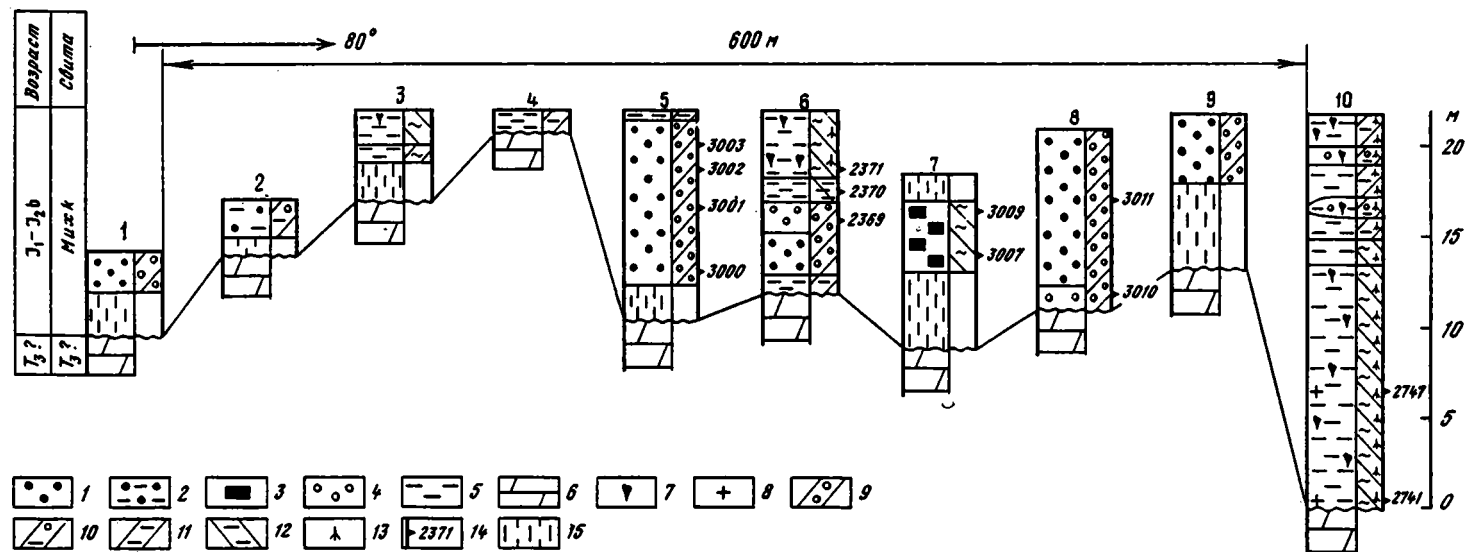
1 — доломиты, доломитовые известняки, местами с включением известняков; 2 — карстовые бокситоносные отложения (каолиновые глины, аллиты, бокситы с включением железных руд); 3 — конгломераты, песчаники, алевролиты, глины или сланцы, местами с включением мергелей; 4 — известняки, местами с пачками доломитовых известняков и доломитов

К.И. Кузнецовой установлено, что у хр. Збейди юго-западных Пальмирид в составе характеризуемой серии наряду с нижнемеловыми отложениями имеются и красноцветы юрского возраста. Серия объединяет в себе отложения трех свит: неоком-раннеальбской Абу-Далие, раннебатской Михк и добатской (ранне-среднеюрской) Збейди. В последней и были обнаружены аллиты и бокситы.

Бокситоносная свита Збейди не содержит палеонтологических остатков. Ее верхняя возрастная граница ограничивается байосом, так как выше залегает свита Михк, с раннебатскими и бентосными фораминиферами (определены К.И. Кузнецовой): *Ammobaculites agglutinans* Orb., *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Pseudomarrsonella plicata* Redm., *P. reflexa* Redm., *Redmondoides medius* (Redm.), *R. primitivus* (Redm.), *R. lugeonia* (Septfont.), *Kilianina blancheti* Pfend., *Hauranina deserta* Henson, *Amijiella amiji* (Henson), *Paulina paula* (Pazdro). К сожалению, толщи доломитов и доломитовых известняков, подстилающие свиту Збейди, лишены фауны, что не позволяет точно ограничить нижнюю возрастную границу последней. Так как строение разрезов и состав бокситоносных пород свиты Збейди Сирии и формации Мискор Израиля оказались сходны, предполагается, что их формирование в обоих регионах связано с упомянутой выше единой крупной регрессией, проявившейся в конце триаса — начале юры. Вероятно, на территории Сирии, как и в Израиле, максимум этой регрессии отвечает геттангско-синемюрскому времени, а начало относится к норию-рэту. И следовательно, в целом возраст бокситоносной свиты Збейди определен в диапазоне ранняя юра — начало средней юры (до бата) с возможным заходом в рэт-норий триасового периода. Соответственно возраст карбонатных толщ, подстилающих свиту Збейди, условно считается поздним триасом.

Строение, вещественный и фациальный состав пород бокситоносной свиты Збейди

Свита Збейди прослежена по простираию вдоль подножий одноименного хребта юго-западных Пальмирид на расстоянии 800 м. Ее породы круто (под углом 40°) падают на север, быстро погружаясь под более молодые толщи мела.



Фиг. 2. Литолого-фациальные колонки бокситоносной свиты Збейди в Пальмирах

Литологические колонки (слева): 1–3 – бокситы и аллиты (1 – конгломерат-боксовые, 2 – редкобоксовые, 3 – пелитоморфные); 4 – железные руды конгломерат-боксовые; 5 – глины; 6 – доломиты, доломитовые известняки с прослоями известняков; 7 – субвертикальные пятна древнего почвенного ожелезнения; 8 – выделения алунита. Фациальные колонки (справа): 9–13 – фации карстового делювия и пролювия; 9 – галечно-гравийных (боксовых) осадков, 10 – редкогравийных (редкобоксовых) глинистых осадков, 11 – глинистых осадков, 12 – фация глинистых или пелитоморфных аллит-бокситовых осадков карстовых и заболачивающихся озер, 13 – фация с проявлениями палеопочв; 14 – места отбора проб; 15 – части разреза, закрытые оползнем или задернованные. 1–10 – номера разрезов

Свита (см. фиг. 1, б) залегает с резким размывом на доломитах и доломитовых известняках, датируемых предположительно поздним триасом, и с четким контактом (но без видимого размыва) перекрывается морскими глинисто-мергелисто-известковистыми отложениями (с линзами оолитовых железных руд) свиты Михк раннего бата. Свита Збейди сложена красноцветными континентальными глинами, аллитами и бокситами, с линзами железных руд. Она заполняет неровности карстового рельефа и ее мощность колеблется в диапазоне 3–25 м. На фиг. 2 представлены литолого-фациальные колонки, иллюстрирующие строение разрезов и состав пород характеризующей свиты. Ниже рассмотрим главные типы слагающих ее пород.

Бокситы и аллиты встречаются в большинстве изученных разрезов свиты Збейди (см. фиг. 2, 3, а–е), их мощность колеблется от 1 до 12 м. Среди бокситов местами присутствуют линзы обломочных железных руд или ферриаллитов. По структурным особенностям характеризующие глиноземистые породы подразделяются на два типа: 1) обломочные (см. фиг. 3, а–в, е) и 2) пелитоморфные (см. фиг. 3, г, д).

Обломочные руды в свою очередь подразделяются на конгломерат-гравелитовые (обломочно-бобовые) с размером обломков и бобовин 1–2 см и более, гравелитовые (мелкобобовые) с размером бобовин менее 0,5 см и редкогравийные (редкобобовые) с количеством бобовин и обломков, составляющих менее 30% общей массы породы. Обломки имеют угловатую, угловато-округлую, остроугольную или вытянутую удлинённую эллипсоидную форму зерен, облик бобовин – округлый.

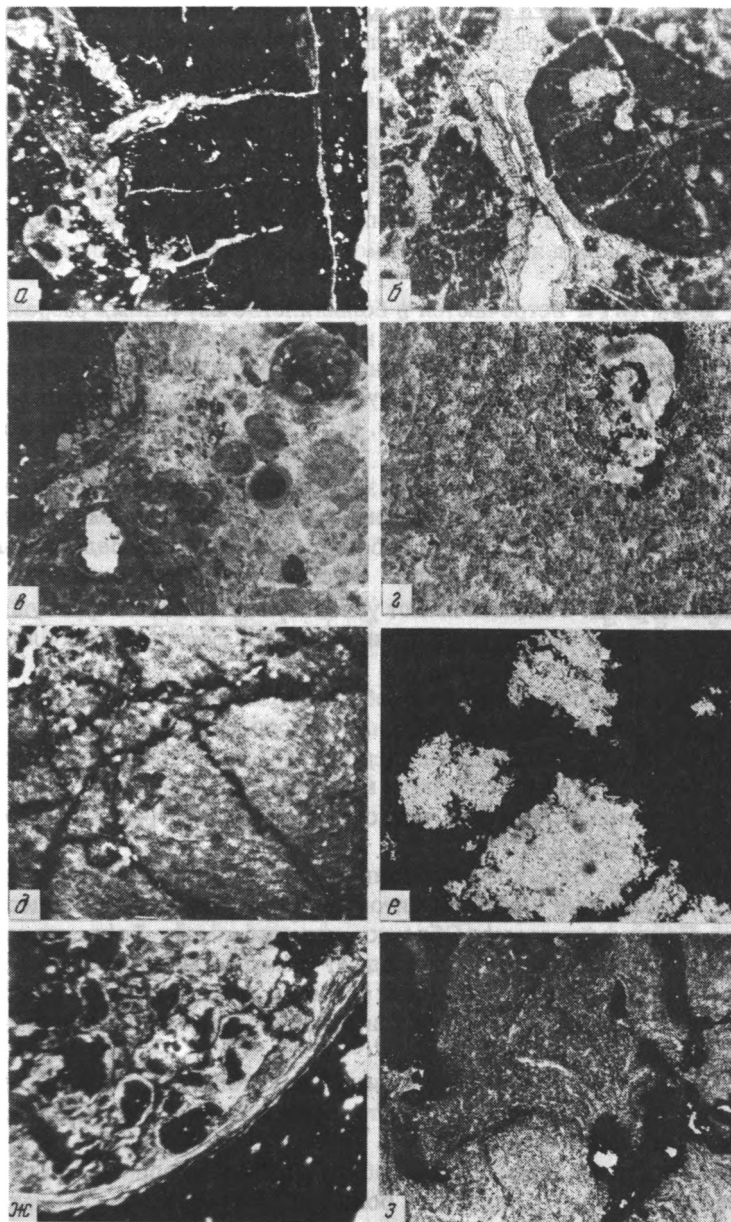
Количество обломочного материала (обломков и бобовин) в характеризующих породах примерно одинаково. Крупные однородные бобовины часто представляют собой окатанные обломки или перемытые конкреции. Во многих бобовинах наблюдаются тонкие (десятые доли миллиметра) оторочки бёмита, местами гематитовые каемки, вследствие чего они могут рассматриваться как оолиты или пизолиты (см. фиг. 3, в).

Минеральный состав обломков и бобовин почти идентичен. Бобовины обычно гематит-каолинит-бёмитовые (чисто бёмитовые очень редки), есть существенно железистые – гётит-гематитовые. Обломки нередко имеют более железистый состав, чем бобовины. Среди них преобладают гематит-каолинит-бёмитовые породы, встречаются их гематит-каолиновые разновидности, иногда с реликтовой структурой базальтов. Вблизи подошвы в бокситах отмечены единичные гравийные обломки известняков.

Цементирующая масса бобово-обломочных бокситов сложена тонкодисперсным бёмит-каолинитовым веществом, часто ожезненным и нередко содержащим выделения лейкоксена (анатаза).

Плохая сортировка и ориентировка обломочного материала (обломков и бобовин) в рассматриваемых аллитах и бокситах, отсутствие в породах слоистости, преобладание красных или пестро-красных окрасок – все это свидетельствует о их накоплении в субаэральных делювиально-пролювиальных фациях в результате перемыва латеритных пород. Нужно отметить, что в разрезах характеризующих отложений четко выражено пологонаклонное или горизонтальное напластование пород, отличающихся цветовыми оттенками, различной насыщенностью обломками, их размером.

Пелитоморфные бокситы и аллиты выделены макроскопически по однородной фиолетовой, белой, желтовато-серой, реже пестрой окраске при однородной пелитоморфной текстуре. При их микроскопическом изучении видны многочисленные новообразованные мелкие сгустки бёмита (см. фиг. 3, г). Иногда среди характеризующих пород наблюдаются обеленные обломки или бобовины первичных латеритных кирас, не видимые макроскопически.



Фиг. 3. Микрофотографии шлифов бокситоносных пород свиты Збейди

а — обр. 2389 (разрез 3) — фрагмент красной бёмит-гематитовой бобовины с комковатым ядром (слева) и выделениями каолинита (белое) в боксите; **б** — обр. 3004 (разрез 5) — фрагмент центральной части каолинит-бёмитовой бобовины сложного строения в боксите; **в** — обр. 3001 (разрез 5) — мелкие гематитовые бобовины и фрагмент крупной (вверху слева), со сгустками бёмита (серыми) в цементе и бёмитовой оторочкой (серой) вокруг одной из гематитовых бобовин в боксите; **г** — обр. 3007 (разрез 7) — червеобразный каолинит в пелитоморфном белом боксите; **д** — обр. 2371 (разрез 6) — точно-сетчатые выделения гематита с примесью гётита в аллите; **е** — обр. 3002 (разрез 5) — выделения новообразованного каолинита

Состав пелитоморфных глиноземистых пород в основном каолинит-бёмитовый, с небольшим количеством гётита и гематита (первые проценты). Последние являются как реликтовыми (гнезда и прожилки), так и новообразованными (вертикально ориентированные зоны и прожилки, сетчатые выделения).

Характеризуемые отложения обычно хорошо сортированы; не сортированные их разности с обеленными обломками встречаются сравнительно редко. Породы обладают горизонтальной или неясно выраженной горизонтальной слоистостью, местами отмечаются и неслоистые породы. Накопление пелитоморфных бокситов и аллитов осуществлялось в субаквальной обстановке в озерно-болотных фациях на дне карстовых впадин.

Вещественный состав обломочных и пелитоморфных аллитов и бокситов Сирии сходен. Свободный глинозем представлен в них лишь бёмитом, что подтверждено рентгенографическим и термическим анализами. На дифрактограммах (фиг. 4, А, обр. 2371, 3008, 3004) имеется набор наиболее характерных для него рефлексов: интенсивные первые линии с межплоскостными расстояниями 6,13, 3,15 Å и др.

На термограммах (см. фиг. 4, Б, обр. 2371, 3003) наблюдается глубокий эндоэффект при 515–520°C, разделившийся с эндоэффектом каолинита.

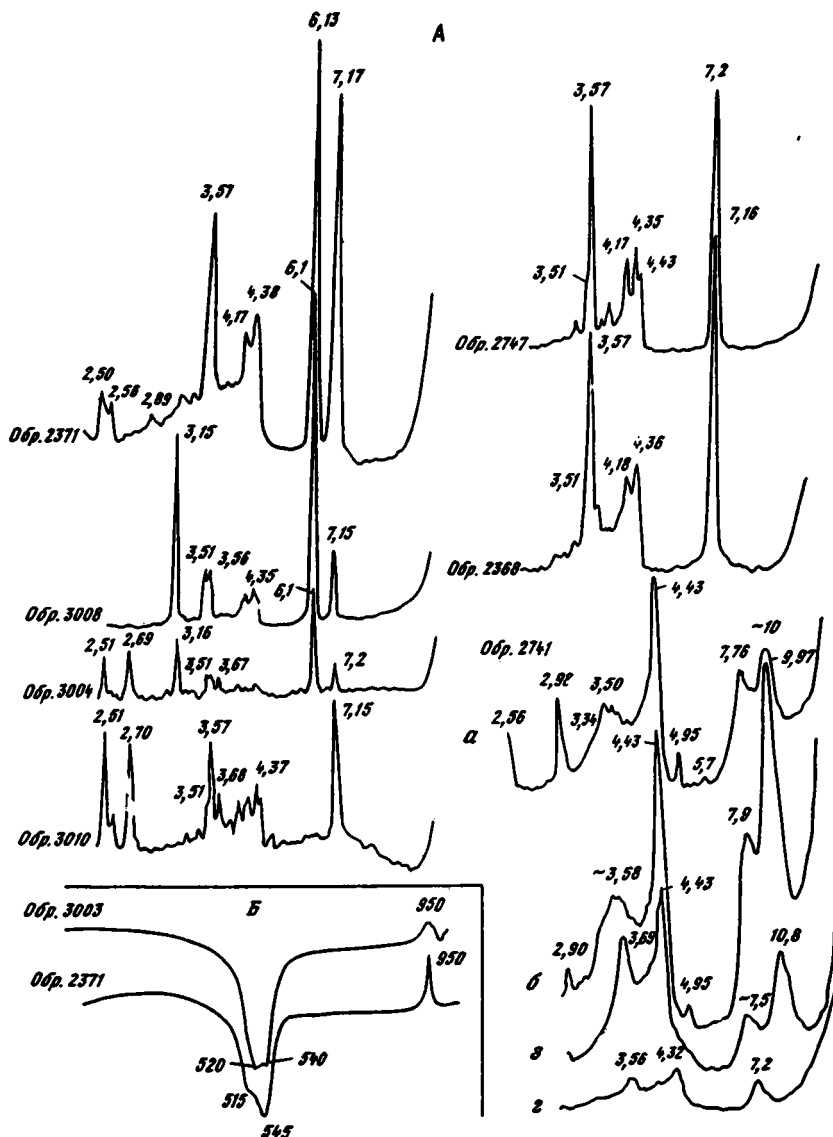
В шлифах, в проходящем свете бёмит наблюдается в виде прозрачного или чуть желтоватого тонкозернистого агрегата, слагающего внешние оторочки вокруг бобовин, гнезда, пятна, колломорфные агрегаты в цементирующей массе. При включенном анализаторе бёмитовая масса имеет светло-серые цвета интерференции, местами почти не просвечивающие, т.е. оптически почти изотропные. При подсвечивании (косое освещение) афанитовые агрегаты бёмита обнаруживают белый хлопьевидный налет, как у лейкоксенов.

Изучение бокситов при помощи растрового электронного микроскопа показало, что бёмит образует мелкие (1,5–3,5 мкм) неясно окристаллизованные агрегаты изометричной формы (фиг. 5, а, б).

Примесь глинистого вещества в бокситах представлена в основном каолинитом нескольких генераций. Первичный каолинит тонко рассеян в породе, обычно в той или иной мере ожелезнен и обладает микрочешуйчатой текстурой. Вторичный каолинит выполняет трещинки, поры, пустотки в породах, имеет ярко-белый цвет и образует ряд разностей: колломорфные выделения, крупночешуйчатые зернистые окристаллизованные образования (см. фиг. 3, а, е), червеобразные кристаллы (фиг. 3, г). Каолиниты диагностируются на дифрактограммах аллитов и бокситов по базальным рефлексам 7,15–7,17 Å и др. (см. фиг. 4, А, обр. 2371, 3008, 3004), а на термограммах по реакциям 540–545 и 950° С (см. фиг. 4, Б, обр. 3003, 2371). Небольшая примесь галлуазита установлена в бокситах при их исследованиях под электронным микроскопом, где наблюдаются его характерные трубчатые кристаллы, выполняющие пустотки или поры (см. фиг. 5, в). Землистые выделения титанистого минерала – лейкоксена часто хорошо видны в шлифах. На рентгенограммах обычно отмечается базальный рефлекс 3,51–3,52 Å анатаза. Железистые минералы представлены в бокситах гётитом и гематитом, что подтверждено порошкограммами. Причем в большинстве пород обычно резко доминирует гематит.

Химический анализ глиноземистых пород свиты Збейди (таблица) обр. 3000, 3001, 3003, 3007, 3011) свидетельствует, что они отвечают высококремнистым

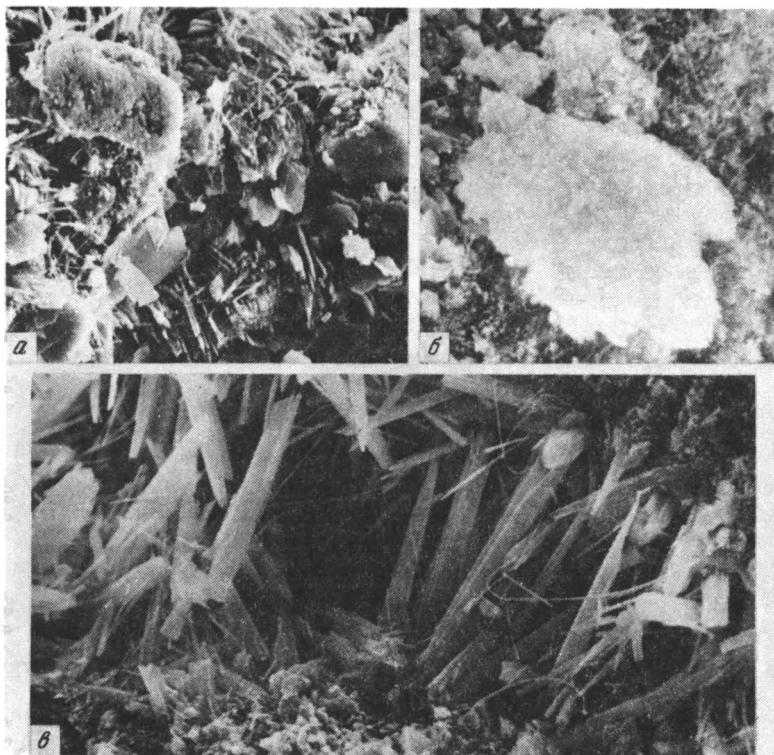
Уа (хорошо раскристаллизованного, белого, зернистого) в боксите; ж – обр. 2646 (разрез 6) – обломок сильно выветрелого каолинизированного и ожелезненного туфа среди бобовин в железной руде; з – обр. 2756 (разрез 10) – прожилки и точечные выделения гематита с примесью гётита в глине (а–ж – без анализатора, увел. 70; з – с анализатором, увел. 100). Номера разрезов см. на фиг. 2



Фиг. 4. Дифрактограммы и термограммы проб пород из свиты Збейди (разрезы 5–8, 10, см. фиг. 2)

А – дифрактограммы: порошковые (обр. 3008, 3004, 3010, 2368, 2741а); ориентированные (обр. 2371, 2747, 2741б); насыщенные глицерином (обр. 2741а); прокаленные (обр. 2741б); Б – термограммы ДТА. Обр. 2371 – аллит бёмит-каолинитовый; обр. 3008, 3004, 3003 – боксит каолинист-бёмитовый; обр. 3010 – железная руда каолинист-гематитовая; обр. 2747, 2368 – глина каолинистая; обр. 2741 – глина галлазитовая (метгаллазит и гидратированный галлазит) с примесью алунита

бокситам и аллитам. Их кремниевый модуль меняется в диапазоне 1,6–5,4, содержание Al_2O_3 38–63%, Fe_2O_3 2–26%, FeO 0,1–0,22%, SiO_2 11–28%, TiO_2 2–4,5%. Как видно, бокситы невысокого качества, отмечаются маложелезистые и желе-зистые их разновидности. Наиболее высоким (5,4) модулем обладают белочетные пелитоморфные бокситы (обр. 3007).



Фиг. 5. Выделения бёмита и галлуазита в бокситах свиты Збейди. Электронный сканирующий микроскоп (увел., мкм: а — 10; б, г — 4; в — 20 мкм)

а — обр. 3008; б — обр. 3002 (разрезы 5 и 7 — изометричные таблитчатые кристаллы бёмита в бокситах); в — обр. 3002 (разрез 5) — трубчатые кристаллы галлуазита, заполняющие пустотки в бокситах. Номера разрезов см. на фиг. 2

Глинистые породы и железные руды встречаются в свите Збейди наряду с аллитами и бокситами. Ниже приведем их краткую характеристику.

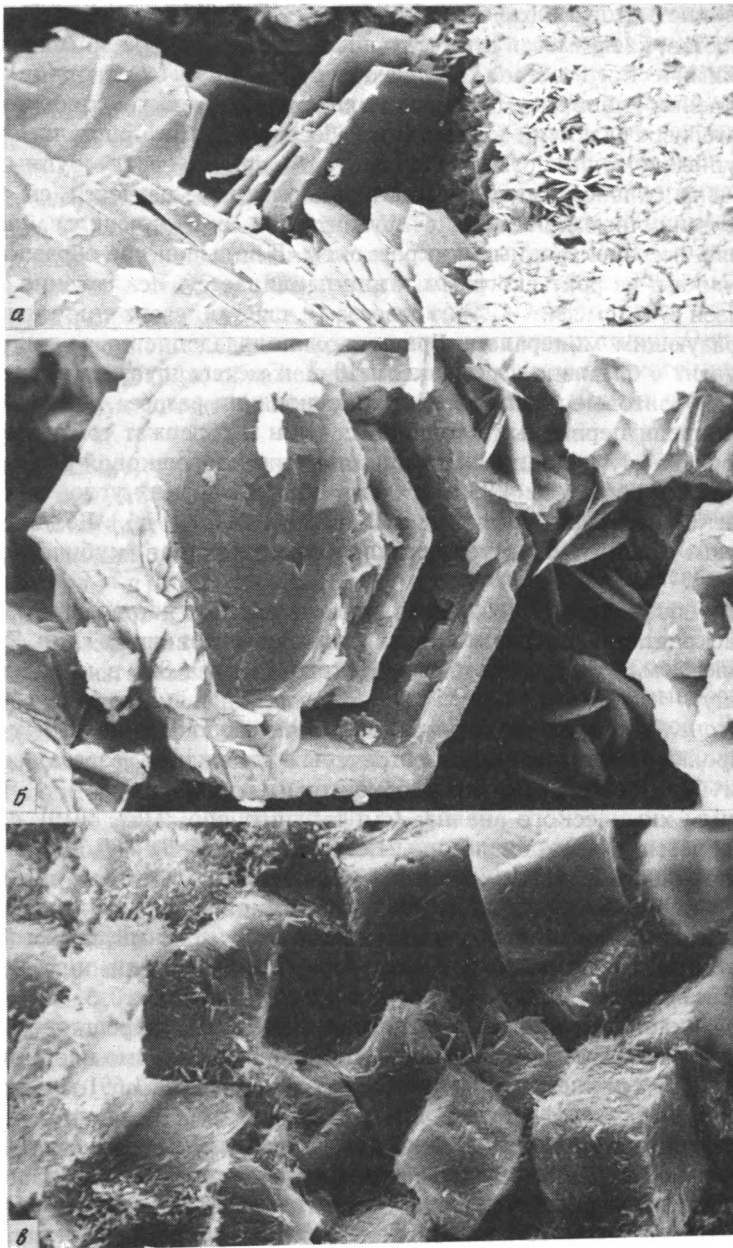
Пачки, пласты или линзы глин широко развиты в характеризующей свите (см. фиг. 2). Делювиально-пролювиальные их разности обычно окрашены в красные тона, часто лишены слоистости, нередко содержат мелкие (песчаные), реже гравийные (бобовые) зерна перебитых латеритных пород или слагаются горизонтально-слоистыми отложениями (пролювиально-озерная фация). Озерно-болотные глины имеют белые, желтые, фиолетовые цвета, хорошо сортированы, неслоисты или горизонтально-слоисты. Часто глины свиты Збейди преобразованы ферраллитными палеопочвами (см. фиг. 2) и превращены в пестроцветные породы с вертикальными пятнами и прожилками обеления или ожелезнения (нередко трубчатой формы), развитыми вдоль древних корней растений. Тектурные особенности палеопочв хорошо выражены в шлифах и подчеркиваются своеобразными сетчатыми и точечными формами выделения гидроксидов железа (см. фиг. 3, з).

Все характеризующиеся разности глин слагаются минералами каолиновой группы с доминированием тонкочешуйчатого оптически неориентированного первичного каолинита. Одновременно в шлифах образцов глин, как и в бокситах, часто наблюдаются колломорфные и крупночешуйчатые раскристаллизованные разности каолинита, локализованные в пустотках, трещинках, порах. Дифракто-

Химический состав пород свиты Збейди, мас. %

Компоненты	Номера образцов											
	2371	3007	3009	3000	3001	3003	2370	2747	2369	3010	3001	3229
SiO ₂	28,39	11,68	27,44	15,33	16,18	16,84	36,85	42,88	25,67	31,79	24,28	20,30
TiO ₂	3,84	4,51	2,54	2,37	2,82	3,54	2,05	1,76	1,90	2,08	2,22	2,42
Al ₂ O ₃	49,41	63,47	52,42	43,46	44,24	51,36	33,81	38,53	24,73	31,76	38,03	20,14
Fe ₂ O ₃	2,46	2,08	3,01	26,27	23,19	13,31	13,10	2,03	36,26	21,66	22,88	45,16
FeO	0,10	0,22	0,27	0,15	Her	0,15	0,19	0,14	0,39	0,14	0,22	0,15
MnO	Следы	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	Her	Her	Her	0,02	0,01	0,10
CaO	1,92	0,69	0,47	0,81	0,68	0,79	1,20	0,5	1,45	0,72	0,81	1,22
MgO	Her	0,21	0,08	0,25	0,61	0,24	Her	Her	0,52	0,21	Her	0,34
Na ₂ O	0,11	0,17	0,08	0,06	0,06	0,06	0,56	0,06	0,11	0,77	0,16	0,40
K ₂ O	0,02	0,11	0,06	0,14	0,02	0,11	0,22	0,07	0,11	0,14	0,13	0,22
H ₂ O ⁻	0,76	1,57	0,71	0,65	0,80	0,65	0,78	0,71	0,72	1,79	0,61	1,14
H ₂ O ⁺	12,88	13,81	12,72	9,55	11,04	8,97	11,73	9,90	8,59	10,05	10,81	8,01
CO ₂	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	0,35	Her
C	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	0,07	"
P ₂ O ₅	"	0,031	0,06	0,03	"	0,02	"	0,06	"	"	Her	"
SO ₃	"	1,95	Her	Her	"	Her	"	1,04	"	"	"	"
ППП	—	—	—	—	—	—	—	2,35	—	—	—	—
Сумма	100,41	99,13	99,17	99,11	99,48	99,38	100,49	100,58	100,54	100,54	100,48	100,17
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	1,7	5,4	1,9	2,8	2,7	3,0	0,92	0,90	0,96	1,0	1,6	1,0

Примечание. 1. Бокситы: обр. 3007 — пелитоморфные желтовато-серые, белые; обр. 3000, 3001, 3003 — бобово-обломочные красные; обр. 2370, 2371, 2747, 3009 — глины и аллиты бёмит-каолининовые; обр. 2369, 3010, 3011 — ферриаллиты бобовые красновато-бурые; обр. 3229 — железная руда массивная пестро-окрашенная, красновато-бурая. 2. Анализы выполнены в химических лабораториях ГИН и ИГЕМ РАН.



Фиг. 6. Кристаллы каолинита, гематита и алунита в глинистых породах свиты Збейди (разрез 10, см. фиг. 2). Электронный сканирующий микроскоп (увел., мкм: а — 20; б, е — 4)

а — обр. 2753 — крупные и мелкие шестиугольные кристаллы каолинита; б — обр. 2753 — сильно корродированные крупные шестиугольные кристаллы каолинита и его мелкие хорошо ограненные разновидности; е — обр. 2741 — скопления кубических кристаллов алунита и каолинита в микропустотке галлаузитовых глин

граммы глинистых пород (см. фиг. 4, А, обр. 2747, 2368) подтверждают их каолиновый состав; из примесей отмечены лишь анатаз и гидроксиды железа. Иллюстрацией химического состава глин служит образец 2370 (см. таблицу).

При изучении глинистых пород под электронным микроскопом выявляется ряд характерных различий каолинитов. Шестиугольные кристаллы последних имеют крупные и мелкие размеры (фиг. 6, а, б), причем среди крупных кристаллов встречены сильно разрушенные корродированные разности (см. фиг. 6, б). Трубчатые единичные кристаллы галлуазита или их скопления наблюдаются в глинах лишь под электронным микроскопом. В большинстве образцов его примесь невелика и на рентгенограммах не улавливается. Исключение составляет лишь образец 2741 (см. фиг. 4, А) из разреза 10, где галлуазит является основным породообразующим минералом. Причем, он подразделяется на гидратированный галлуазит с базальным рефлексом 10 Å и метагаллуазит (рефлекс 7,8 Å). Данные галлуазитовые глины образуют в основании разреза 10 вторичные линзы и пятна среди первичных каолиновых глин и содержат тонкораспыленный алунит. Последнему принадлежат на приведенной порошковой рентгенограмме 2741а базальные рефлексy 4,95 и 2,9 Å (в области низких углов за пределами фигуры четко проявлены рефлексy 2,23, 1,897, 1,747 Å и др.). Под электронным микроскопом алунит образует скопления кристаллов кубической формы (см. фиг. 6, в).

В обр. 2747 из разреза 10 небольшая примесь алунита встречена вместе со вторичным раскристаллизованным каолинитом среди первичных глин. Это отражается появлением в результатах химического анализа SO_3 в количестве 1,04% (см. таблицу).

Линзы конгломерат-гравелитовых (обломочно-бобовых) железных руд делювиально-пролювиального генезиса встречены в отдельных разрезах свиты Збейди (см. фиг. 2, разрезы 6, 8, 10) среди бокситов или глин.

По данным химического анализа (см. таблицу, обр. 2369, 3010), содержание Fe_2O_3 колеблется в них в диапазоне 21,66–36,26%, FeO 0,14–0,39%; их кремниевый модуль не превышает 1,0. Железистые минералы (гематит с примесью гётита) вместе с каолинитом входят в состав обломков и цемента руд. Латеритные обломки (гальки и бобовины) различаются цветом (красный, пестрый с обеленными участками), составом (железисто-глинистый); среди них встречаются реликты сильновыветрелых базальтовых туфов (см. фиг. 3, ж), полностью замещенных каолинитом и гидроксидом железа. На порошковых рентгенограммах проб железных руд (см. фиг. 4, А, обр. 3010), помимо каолинита фиксируются базальные рефлексy гематита (3,68; 2,70; 2,51; 2,20; 1,691 Å и др.), отмечается примесь анатаза (рефлекс 3,51 Å и местами гётита).

В железных рудах, как и в бокситах, встречены первичные и вторичные тонко- и крупночешуйчатые хорошо окристаллизованные разности каолинитов.

Важно отметить, что в бокситоносной континентальной свите Збейди Пальмирид, как и в вышележащей раннебатской Михк, не установлены кварцевые терригенные породы. Этим юрские красноцветы отличаются от перекрывающих их нижнемеловых красноцветных терригенных толщ, где кварцевые песчано-алевритовые породы очень широко распространены.

Происхождение и вторичные преобразования глиноземистых пород свиты Збейди

Условия осадконакопления. Приведенные выше данные о строении и составе бокситоносной толщи Пальмирид свидетельствуют о том, что ее источники сноса представляли собой красноцветные латеритные коры выветривания бескварцевых пород, которые в конце триаса или начале юры перемывались и заполняли карстовые впадины и воронки. Отложение осадочного материала

осуществлялось в фациях делювия или пролювия, местами небольших заболачиваемых озерах. Подобный фациальный состав осадков, а также плохая окатанность галечно-гравийных (бобовых) латеритных обломков свидетельствуют о коротких путях транспортировки терригенного материала из местных источников сноса. Можно предположить, что небольшие местные поднятия возникли в Пальмиридах на осушившейся карбонатной платформе после регрессии триасового моря, причем здесь разрушались не только обнажившиеся сульфатно-карбонатные породы триаса, но и коры выветривания бескварцевых силикатных пород – базальтовых лав и туфов. Каолинизированные обломки последних непосредственно установлены в составе пород свиты Збейди (см. фиг. 3, ж). Коренные выходы этих вулканогенных пород с развитыми на них корами выветривания в разрезах триаса – ранней юры Пальмирид пока не были встречены (они установлены лишь в строении нижнемеловых толщ). Однако, принимая во внимание плохую обнаженность пород характеризуемого уровня и потому их слабую изученность, возможность обнаружения материнских вулканитов здесь существует.

Важно отметить, что в других платформенных регионах Сирии (Антиливан, скважина у пос. Абба на севере страны) в отложениях конца триаса – начала юры присутствуют толщи базальтов, долеритов, спилитов [4], свидетельствующие о проявлении вулканизма на характеризуемой территории.

Вторичные преобразования. После осаждения красноцветных бокситоносных осадков в карстовых впадинах они претерпевали изменения в диагенезе, эпигенезе, при гидротермальной деятельности.

На стадии диагенеза в фациях заболачиваемых озер, где захоронялась органика, происходило обеление осадков, что сопровождалось выносом гидроксидов железа из пигмента глин и мелких латеритных обломков. В результате формировались белоцветные или слабожелезные (фиолетовые, желтые) глины, бокситы или аллиты, в которых суммарные значения оксидов двух- и трехвалентного железа не превышают 2,5–6%.

В субэпиральной обстановке, где накапливались красноцветные делювиально-пролювиальные отложения или осадки заболачивающихся карстовых озер, они нередко подвергались воздействию древних ферраллитных почв. Ископаемые реликты последних часто встречаются в разрезах глиноземистых или глинистых пород свиты Збейди (см. фиг. 2). Причем разновозрастные их профили, имеющие мощность 0,2–3,0 м, сливаясь один с другим, образуют пачки пород, преобразованные почвами мощностью до нескольких десятков метров (см. разрез 10). Строение профилей древних почв и их главные текстурные особенности имеют много общего с современными ферраллитами [5, 6] или их более древними раннепалеогеновыми аналогами, установленными на территории Казахстана [16, 17]. В разрезах они ярко проявляются благодаря появлению пятен обеления и ожелезнения с прожилками и стяжениями гематита и гётита, вертикально ориентированных к первичному напластованию пород вдоль корней растений или трещин древних почв. От подошвы к кровле профилей усиливается степень преобразования исходных пород, они все больше теряют исходную слоистость, становятся комковатыми, пористыми, трещиноватыми. Причем трещинки или поры часто заполняются гидроксидами железа или глиной, нередко оптически ориентированной (колломорфной). Соединения окисного железа часто образуют в шлифах своеобразные сетчатые или точечные образования, напоминающие колонки железистых бактерий, выявленных нами ранее в нижнепалеогеновых ферраллитных почвах Казахстана [14]. Установлено, что эти ферраллитные почвы [17] подразделяются на латеритные и железисто-каолиновые. Причем в древних латеритных почвах Казахстана происходили десилификация субстрата и дополнительное формирование бокситов из каолиновых глин или аллитов

(или улучшение качества исходных бокситов); железисто-каолиновые почвы формировались на красноцветных каолиновых глинах и преобразование последних реально сопровождалось лишь текстурными изменениями и перераспределением гидроксидов железа и каолинита.

В разрезах бокситоносной свиты Збейди древние ферраллитные ископаемые почвы детально не изучались. Имеющиеся фактические данные позволяют считать, что основная их часть в изученных разрезах относится к железисто-каолиновым разностям. Поэтому их формирование на каолиновом глинистом субстрате не приводило к его вторичной латеритизации и возникновению минералов свободного глинозема.

В ряде случаев в кровле подобных элювиальных профилей формировались трубчатые глинисто-железистые кирасы с высоким содержанием железа. Одна из таких кирас хорошо обнажена и ярко выражена между разрезами 9 и 10 (см. фиг. 2). Она состоит из гематита с примесью гётита и каолинита, причем по составу данная порода представляет собой железную руду (см. таблицу, обр. 3229, Fe_2O_3 45,16%, FeO 0,15%).

Вопрос о возможном наличии в свите Збейди погребенных латеритных почв, активно участвующих в процессах вторичного бокситообразования, пока остается нерешенным. Ранее отмечалось, что в ряде случаев в изученных аллитах или бокситах ярко выражены сетчатые почвенные текстуры (см. фиг. 3, д). Однако пока не ясно, возник ли свободный глинозем в подобных почвах в результате десилификации каолиновых глин или он имеет иное происхождение (сохранился от почвообразующего субстрата или возник вследствие разрушения глинистых минералов в древних карстовых впадинах дождевыми или грунтовыми водами).

Важно подчеркнуть, что в сопредельных с Сирией районах Израиля также отмечены [21–23] широкое участие погребенных почв в строении раннеюрской формации Мисхор и их важная роль в формировании текстурных признаков пород. К сожалению, вопросы химического и минерального преобразования алюмосиликатного субстрата в этих работах не рассматриваются. Сравнивая внешний вид, характер строения, макропризнаки сирийских ископаемых почв и их разностей, описанных в формации Мисхор, можно отметить их большое внешнее сходство.

Проведенные исследования свидетельствуют, что вторичная латеритизация пород свиты Збейди в древних карстовых впадинах осуществлялась при активном участии дождевых и грунтовых вод, промывавших каолинитсодержащие осадки и способствовавших их десилификации. С данным процессом связано появление тонкораспыленного или микросгусткового бёмита в глинистом цементе обломочных бокситов, возникновение бёмитовых оторочек вокруг железистых бобовин и формирование основной части бёмитового вещества в пелитоморфных бокситах.

Таким образом, к числу постседиментационных процессов, улучшающих качество рассматриваемых бокситов или способствующих вторичной бокситизации, можно отнести вынос из пород соединений железа вследствие их пластово-диагенетического обеления в озерно-болотных фациях, а также десилификации каолинитсодержащего субстрата при промывании дождевыми или грунтовыми водами и, возможно, также при преобразованиях в древних латеритных почвах.

Кроме процессов, улучшавших качество аллитов и бокситов, в них проявились и противоположные преобразования, способствующие вторичной ресилификации и каолинизации. В шлифах вторичный каолинит обычно заполняет в породах трещинки, поры и пустотки. Как правило, он представлен оптически ориентированным веществом, отличным от основной массы исходного мелко-

чешуйчатого каолинита. Ниже охарактеризуем его выявленные разности.

Колломорфные выделения каолинита широко распространены в глиноземистых и глинистых породах свиты Збейди. В проходящем свете они обычно окрашены в светло-желтые тона, при скрещенных николях имеют низкие тона интерференционных окрасок (от серых до желтых). В ряде публикаций [10, 15–17] отмечается, что глины колломорфной структуры часто возникали под воздействием на осадки современных или древних почвенных или грунтовых вод. Причем они могут формироваться из природных оптически не ориентированных глин при переходе их в коллоидное состояние и последующем осаждении или химическим путем при взаимодействии органо-минеральных почвенных растворов и продуктов выщелачивания материнских пород. Можно предположить, что и в свите Збейди колломорфные глины сформировались под воздействием древних почв или грунтовых вод, следы которых в характеризующихся отложениях хорошо выражены.

Во всех литологических разностях пород свиты Збейди часто наблюдаются выделения крупночешуйчатого окристаллизованного, зернистого каолинита, также локализующегося в трещинках, пустотках, порах. В шлифах он имеет ярко-белый цвет в проходящем свете и светло-серый при скрещенных николях. В работе [9] отмечается приуроченность подобных каолинитов к продуктам гидротермальной деятельности или их формирование при эпигенезе. В юрско-меловых терригенных красноцветах Сирии гидротермальная природа окристаллизованных каолинитов вполне вероятна. В это время территория Сирии располагалась в пределах активизированной части Африкано-Аравийской платформы, где, как отмечалось ранее, проявлялась вулканическая деятельность и имелись разломы древнего заложения, которые прослеживались и в пределах Пальмирской зоны. Результаты последних наших исследований в Сирии, которые остаются пока не опубликованными, свидетельствуют об активном влиянии юрско-меловых гидротерм на процессы осадко- и породообразования как в древних морях, так и в областях развития континентальных отложений. Было установлено, что на территории Пальмирид, где в раннесреднеюрское и раннемеловое время накапливались континентальные терригенные красноцветы – продукты перемыва латеритных или каолиновых кор выветривания, низкотемпературная гидротермальная деятельность приводила к интенсивной вторичной алунитизации и огипсованию материнских пород, появлению выделений окристаллизованного каолинита и изредка сопровождалась их слабым окремнением.

Необходимо отметить, что отмеченный выше парагенез новообразованных минералов, состоящий из алунита, гипса, халцедона, каолинита, характерен для современных низкотемпературных гидротерм [7, 8, 12, 13, 18, 20]. Однако данный парагенез был выявлен и изучен пока лишь в тектонически активных складчатых областях, где гидротермальная деятельность обычно проявлена в толщах вулканогенных пород и способствует их преобразованиям. На активизированном участке платформы территории Сирии древние гидротермы взаимодействовали с типично осадочными континентальными толщами – продуктами перемыва кор выветривания. Подобные обстановки породообразования ранее в публикациях не рассматривались.

Наиболее ярким индикатором характеризующихся гидротерм является алунит. Однако известно, что этот минерал формируется также и в осадочных породах. В бокситоносных осадочных толщах алунит встречается [1] очень редко и локально, образует небольшие зерна и гнезда размером 1 мм – 10 см, иногда до 1 м. Д. Бардошши [1] считает, что формирование алунита связано здесь с окислением пирита, возникновением серной кислоты и последующей ее реакцией с глиноземистыми минералами. На Аравийском полуострове примеры выделения

подобных негидротермальных алунитов отмечены в среднеюрской углистой песчано-глинистой формации Инмар территории Израиля [20]. В юрско-меловых континентальных красноцветах гор Збейди, Рмах, Мазар Пальмирид калиевые и натриево-калиевые алуниты образуют мелкие пятна, линзы, прожилки, а также слагают цемент кварцевых песчаников, причем мощность последних в нижнемеловых отложениях разреза Мазар достигает 40 м. Отсутствие среди юрских и меловых красноцветов на территории Пальмирид углистых пиритсодержащих пород в подстилающих и перекрывающих отложениях, широкие масштабы алунитизации, тяготение к древним приразломным зонам, а также ассоциация алунита с гипсом, вторичным каолинитом и местами с халцедоном – все это не позволяет объяснить образование данного минерального парагенеза сернокислым выветриванием осадочных пород и свидетельствует о его вероятном формировании из низкотемпературных гидротерм.

Следует подчеркнуть, что в нижнеюрских бокситоносных отложениях участка Збейди Пальмирид характеризуемая вторичная каолинизация пород часто не сопровождается их алунитизацией, а также огипсованием и окремнением. Алунит установлен в форме пятен и маломощных линз (до 10–15 см мощности) в основании разреза 10 (см. фиг. 2) вместе со вторичным метагаллуазитом и гидратированным галлуазитом (см. фиг. 3, А). Выше, в этом же разрезе небольшая его примесь содержится в глине обр. 2747, с чем связано наличие SO_3 по данным химического анализа (см. таблицу). Вместе с тем можно предположить, что гидротермальное преобразование различных нижнесреднеюрских пород свиты Збейди (глинистых, глиноземистых, железистых) в отличие от нижнемеловых на изученном участке приводило лишь к возникновению вышеупомянутого окристаллизованного каолинита (местами галлуазита) и сопровождалось их локальным огипсованием и алунитизацией. Однако высказанное предположение о гидротермальной природе окристаллизованного каолинита свиты Збейди еще требует проверки при дальнейших работах.

Приведенный фактический материал подтверждает вывод о глубоких разнонаправленных преобразованиях юрских континентальных осадков в древних карстовых впадинах. При этом одна группа вторичных процессов улучшала качество первичных глиноземистых руд или способствовала бокситообразованию на месте, другая – напротив, приводила к каолинизации и разрушению бокситов.

Особенности триас-раннеюрского бокситообразования в Сирии и окружающих регионах

Анализ фактических данных свидетельствует о том, что в конце триаса – начале юры на Аравийской платформе проявился этап глубокого химического выветривания пород и бокситообразования. Помимо упомянутых бокситоносных толщ свиты Збейди Сирии и формации Мисхор Израиля здесь отмечено [24] формирование латеритных почв в составе формаций Маррат позднего лейаса (тоара) и Минджур (триаса–лейаса). В это время целый ряд факторов благоприятствовал бокситообразованию на Аравийской платформе. Проявившаяся глобальная регрессия моря привела к осушению больших площадей. В условиях эпейрогенических поднятий и жаркого гумидного климата здесь формируются латеритные коры выветривания. Базальтовый вулканизм в раннем мезозое способствовал возникновению бескварцевого алюмосиликатного субстрата, благоприятствовавшего образованию латеритного элювия. Широкое развитие платформенных карбонатных толщ и их выветривание приводили к возникновению древнего карстового рельефа, во впадинах которого в условиях гумидного палеоклимата накапливались продукты перемыва латеритных кор выветрива-

ния и осуществлялась вторичная бокситизация осадков. В связи с этим нам кажутся неоправданными представления [3] о господстве практически на всей территории Аравийской платформы юрского аридного или семиаридного палеоклиматов. Этому противоречит наличие литологических индикаторов типично гумидных обстановок осадконакопления в ранней – начале средней юры. К их числу относятся не только рассматриваемые латеритные коры выветривания и бокситоносные отложения, но и углистые, и железорудные формации [20, 25], возникшие на всем северо-западном обрамлении Аравийской платформы (от Синая до Ирака).

За пределами Аравийской платформы вдоль южной окраины Мезотетиса этап бокситообразования конца триаса – начала средней юры прослеживается во многих регионах на обширной территории. По данным Д. Бардошши [1], поздне-триасовые карстовые бокситы развиты в пределах Среднеиранского нагорья; на юге Турции в горах Тавр выявлены обогащенные железом юрские латеритные бокситы. В Средиземноморье карстовые и латеритные бокситы характеризуемого этапа отмечены [1, 19, 24] на территории Греции, Югославии, Сицилии, Албании, а вдоль западной части Мезотетиса они обнаружены на юге Франции, в Швейцарии и Испании. У северной окраины Мезотетиса карстовые бокситы триас-юрского возраста установлены в Узбекистане, Таджикистане, Киргизии, Казахстане [2] и Афганистане [11]. Нужно отметить, что в геосинклинальных областях, где преобладают бокситы приморских карстовых полей (в карбонатных толщах) качество триас-юрских бокситов достаточно высокое, а в платформенных бокситах на территории бывшего СССР и других регионов (включая Аравийскую плиту), – как правило, низкое вследствие широко проявленных вторичных процессов ресилификации [1, 2].

При прослеживании рассматриваемого этапа в латеральном направлении намечается тенденция к сокращению его временного диапазона от конца триаса – нижней или начала средней юры на востоке и в центральной части описываемой территории (Малая и Средняя Азия, Аравийский п-ов, Балканы, Югославия, Сицилия) до средней юры на западе (юг Франции, Швейцария, Испания). По составу бокситы данного этапа подразделяются на бёмитовые, бёмит-диаспоровые, диаспоровые; гиббсит-бёмитовые их разности отмечаются редко (лишь в Испании).

В целом отметим, что бокситы Пальмирид Сирии хорошо вписываются в этап бокситообразования конца триаса – начала юры, охвативший побережья суши многих регионов вдоль южной, северной и западной окраин Мезотетиса. После регрессии моря для ряда регионов Сирии и Израиля, а также сопредельных территорий (Синай, Ливан, Иордания, Ирак) на обширной северо-западной части Аравийской платформы обнаруживаются широкое развитие континентальных ландшафтов и значительное сходство общих обстановок, благоприятствующих бокситообразованию (климатических, тектонических, палеогеографических). Поэтому здесь возможны новые находки аллитов и бокситов характеризуемого возраста.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бардошши Д. Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981. 454 с.
2. Богатырев Б.А. Триас-юрские коры выветривания и бокситы юга Средней Азии. М.: Наука, 1980. 199 с.
3. Вахромеев В.А. Палеофлористика, фитогеография и климаты мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1990. 289 с.
4. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. Л.: Недра, 1969. 214 с.
5. Глазовская М.А. Почвы мира. М.: Изд-во МГУ, 1972. 227 с.
6. Дюшобур Ф. Основы почвоведения. М.: Прогресс, 1970. 591 с.

7. Ерошеев-Шак В.А. Гидротермальный субповерхностный литогенез в областях активного вулканизма Курило-Камчатского региона: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1987. 41 с.
8. Ерошеев-Шак В.А., Букин А.С., Черкашин В.И. Каолиниты современных гидротермалитов и гидротермальных озер и их структурные особенности // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 3. С. 89–106.
9. Лукьянова В.Т., Сидоренко Г.А., Иванова М.Ю. и др. Типоморфные особенности каолинитов разного происхождения и определение генетического типа месторождений // Генезис и ресурсы каолиновых и огнеупорных глин. М.: Наука, 1990. С. 155–164.
10. Минашина Н.Г. Оптически ориентированные глины в почвах // Почвоведение. 1958. № 4. С. 15–22.
11. Михайлов К.Я., Моралев В.М., Перфильев Ю.С., Чальян М.А. О бокситоносности мезозойских отложений южной части Афгано-Таджикской депрессии // Разведка и охрана недр. 1969. № 7. С. 60–62.
12. Набоко С.И. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. 259 с.
13. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 199 с.
14. Никитина А.П., Цеховский Ю.Г., Аристовская Т.В., Зыкина Л.В. Роль микроорганизмов в формировании латеритных кор выветривания и бокситов // Кора выветривания. 1991. № 20. С. 179–191.
15. Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Минералогические исследования в почвоведении. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 146 с.
16. Цеховский Ю.Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации. М.: Наука, 1973. 183 с.
17. Цеховский Ю.Г. Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987. 187 с.
18. Шербаков А.В., Вознесенский А.И., Дворов В.И. Гидрохимия литогенеза Восточных Карпат. М.: Наука, 1987. 157 с.
19. Goldberg M., Nridman G.M. Paleoenvironment and paleogeographic evolution of the Jurassic susten in Southern Israel // Bull. Israel Geol. Surv. 1975. N 61. P. 1–44.
20. Goldbery R. Early diagenetic nonhydrothermal Na-alunite in Jurassic flint clays, Makhtesh Ramon, Israel // Bull. Geol. Soc. America. 1978. V. 89. N 5. P. 687–698.
21. Goldbery R. Sedimentology of the Lower Jurassic flint clay bearing Mishor Formation, Makhtesh Ramon, Israel // Sedimentology. 1979. V. 26. N 2. P. 229–251.
22. Goldbery R. Paleosols of the Lower Jurassic Mishor and Ardon Formations (Makhtesh Ramon, Israel) // Sedimentology. 1982. V. 29. N 5. P. 669–690.
23. Goldbery R. Structural analysis of soil microrelief in paleosols of the Lower Jurassic (Makhtesh Ramon, Israel) // Sedimentary Geology. 1982. V. 31. N 2. P. 119–140.
24. Hirsch F. The Arabian sub-plate during the Mesozoic // The Geological evolution of the Eastern Mediterranean // Geol. Soc. Spec. Publ. 1984. N 17. P. 217–222.
25. Petranek J., Jassim S. Iron ore Deposition within Arabian Peninsula in time and Space // J. Geol. Soc. Iraq. 1980. V. 13. N 1. P. 179–186.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
24. VIII. 1992

УДК 550.4:553.632

© 1993 Корневский С.М.

ЭВАПОРИТЫ И РУДОГЕНЕЗ.
СООБЩЕНИЕ 1. МИНЕРАГЕНИЯ КАЛИЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Рассматриваются основные проблемы галогенеза, определяющие тенденцию и зональное распределение литокомплексов калиеносных формаций. Характеризуются особенности их минерагения и роль галогенеза (галогенных формаций) в формировании комплекса сопутствующих им рудных и неметаллических полезных ископаемых. Определяются критерии прогнозной оценки всего этого комплекса.

Тектоническая обстановка галогенеза

Длительное время галогенные формации рассматривались геологами лишь как источники минеральных солей, ангидрита (гипса) и карбонатных пород. Затем в соляном минеральном сырье были обнаружены некоторые другие полезные компоненты, такие, как бром, бор, а позднее рубидий и цезий. Благодаря сложившейся установке, что полезные ископаемые галогенных формаций заключены в их минеральных солях, при их изучении детально исследовались лишь их соляные пласты и толщи. Ангидрито-карбонатные толщи галогенных формаций при этом оставались часто изученными поверхностно (макроскопически) или формально. Даже после обнаружения в них залежей самородной серы и целестинсодержащих горизонтов должного внимания к минерагению ангидрито-карбонатно-терригенных толщ галогенных формаций привлечено не было. Этому способствовало мнение известных крупных геологов-солевикув предыдущих поколений о том, что среда солеродных бассейнов исключает поступление в них даже небольших количеств рудной минерализации, а сами соляные породы стерильны по наличию в них металлов. Лишь в ничтожных следах в те годы допускалось присутствие в соляных породах меди.

В последние два-три десятилетия ситуация, сложившаяся благодаря некомплексности изучения минерагения галогенных формаций, начинает выправляться. Первые же исследования и публикации по данной проблеме, выполненные как за рубежом [16, 17], так и у нас [8], показали наличие в этих толщах разнообразной стратиформной рудной и нерудной минерализации. Уже эти работы позволили увидеть специфику и основные особенности размещения вышеуказанной стратиформной, а также жильной минерализации, определить закономерности ее формирования, обусловленные определенными сочетаниями процессов галогенеза и рудообразования. Наиболее разнообразна минерагения, а также интенсивность стратиформной рудной минерализации в калиеносных формациях, разрезы которых представлены наиболее полными литонаборами. Это связано с тем, что каждому литонабору соответствует характерная для него минерализация, накоплению которой благоприятствовали определенные условия седиментации, диа- и эпигенеза [8, 9].

Галогенные формации являются образованиями специфических солеродных бассейнов, обычно ограниченных протяженными разломами (по меньшей мере в подсолевом субстрате), с интенсивно прогибавшимся в периоды соленакопле-

ния дном. Крупные солеродные бассейны периодически пополнялись морской водой, мелкие (соляные озера) обычно имеют континентальное происхождение или образуются в результате размыва и переотложения древних солей коренных соляных пород. Тектонический характер приуроченности солеродных бассейнов к крупным подвижным элементам земной коры достаточно хорошо объясняется как с позиций геосинклинальной гипотезы, так и с позиции теории плит.

Согласно геосинклинальной гипотезе, крупнейшие солеродные бассейны приурочены к периферии платформ, они обрамляют их и расположены в пределах предгорных прогибов и экзогенальных впадин. Внутри платформенные солеродные бассейны приурочены к грабенам и авлакогенам. В межгорных массивах они тяготеют к их периферийным приороженным полосам (внутренним предгорным прогибам).

По теории плит крупные эпохи соленакопления также связаны с рифтогенезом и заключительными фазами орогенеза, во время которых завершалось формирование предгорных прогибов. Большинство калиеносных формаций образовывалось в геодинамических обстановках пассивных окраин платформ (плит) и рифтогенеза [2]. С позиций мобилизма, например, нижнемеловые калиеносные формации Бразилии и Конго образовывались при расколе мегаплит с континентальной корой и раскрытии Атлантического океана. Более молодые неогеновые галогенные формации Альпийско-Гималайской области сжатия литосферы (Испании, Сицилии, Предкарпатья, Армении, Ирана) с этих же позиций связывают с поясами и зонами поддвига и столкновения литосферных плит на заключительных стадиях закрытия океанов. Крупнейшие калиеносные бассейны приурочены, таким образом, к областям сжатия (конвергентные) или растяжения (дивергентные), предгорным прогибам или рифтам [1].

Как геосинклинальная, так и теория плит достаточно приемлемо объясняют основные принципиальные проблемы галогенеза – образования крупных галогенных формаций. Неясности и разночтения возникают лишь в частных вопросах, либо при изучении специфических конкретных галогенных регионов. Остаются проблемы и при расшифровке взаимоотношений галогенеза с субдукцией.

Специфика тектонических структур, к которым были приурочены солеродные бассейны, определяла не только характер галогенеза [12], но и сопутствующего галогенным формациям рудогенеза – стратиформной и наложенной минерализации. Продольные разломы, обрамлявшие борта солеродных бассейнов, ориентировочно ограничивали площадь распространения интенсивно засоленных литокомплексов галогенных формаций, имеющих более значительные мощности. В бортовых зонах солеродных бассейнов и выше бортовых уступов галогенные формации резко уменьшают мощности и обычно представлены бессолевыми ангидрито-карбонатно-терригенными литокомплексами. Именно с последними литокомплексами в зонах, прилегающих к бортовым разломам, чаще всего и связано наличие рудной и нерудной минерализации, сопровождающей галогенные формации. В аналогичных породах нижних пачек галогенных формаций и непосредственно подстилающих их толщ горизонты рудной и нерудной минерализации распространены на более значительной площади. Это, вероятно, связано с тем, что поступление в солеродные бассейны и их осадки соответствующей сопутствующей минерализации совершалось не только с прилежащего континента и по прибортовым разломам, но и по ряду поперечных разломов, создававших систему блоковых структур в их подсолевых основаниях. Только в этих условиях в солеродные бассейны и позднее в горизонты галогенных формаций, кроме минерализованных вод с континента, могли проникать несущие сопутствующую минерализацию подсолевые рассолы (различного происхождения), экранируемые этими формациями.

Таким образом, для переноса сопутствующей рудной и нерудной минерализации в галогенных регионах (в бассейны, формации) существенную роль играла тектоника – наличие в подсоловом основании разломов, которые распространяются и выше в галогенные формации. Для фиксации этой минерализации в галогенных формациях и непосредственно вмещающих их терригенно-карбонатных толщах определяющую роль играла литология – наличие ангидрито-карбонатных горизонтов, на которых возникали гидрохимические барьеры (сероводородные) на пути этой минерализации. Этим и объясняется резкая дифференциация рудоносности различных литокомплексов (и горизонтов) галогенных формаций – средоточие ее преимущественно в бессолевых литокомплексах и вмещающих толщах, а также стерильность на содержание рудных компонентов самих соляных пород.

Приуроченность галогенных формаций (и особенно калиеносных) к высокоподвижным и интенсивно прогибавшимся крупным структурам земной коры предполагает столь же повышенную возможность миграции в этих регионах рудоносных рассолов, как глубинных [4, 6], так и образовавшихся в подсоловых отложениях (нефтесопровождающих) [5]. Источником рудного вещества в этих рассолах могли быть, следовательно, и глубинные гидротермы, и рудные компоненты пород, через которые проходили хлоридные рассолы, являвшиеся хорошим растворителем. Таким образом, тектоническая обстановка и физико-химическая среда в галогенных регионах были благоприятны не только для галогенеза, но и для извлечения, миграции и осаждения рудного и еще некоторого нерудного вещества [3, 7, 9, 13].

Рудогенезу в периферийных зонах галогенных регионов благоприятствовало и то обстоятельство, что галогенные формации довольно часто обрамлялись барьерными рифами, либо эти рифы имелись среди непосредственно их подстилающих толщ. Они обычно образовывались над линейными обрамляющими разломами, по которым к ним поднимались рудоносные растворы, даже и глубинного происхождения. Барьерные рифы известны во многих галогенных регионах, как в бывшем СССР, так и за рубежом [1, 14]. С ними нередко связаны месторождения нефти и газа. На рудоносность во многих галогенных регионах они изучены часто еще недостаточно. Крупное свинцово-цинковое месторождение, связанное с рифами, обрамляющими на северо-западе девонскую калиеносную формацию Прерия, известно, в частности, в Пейн-Пойнте (Канада). Таким образом, и в барьерных рифах галогенных регионов рудогенез определялся также сочетанием благоприятных тектонического (приуроченностью к зонам разломов) и литологического (сульфатно-карбонатная среда) факторов. Близ границы карбонатных пород с ангидритами создавались сероводородные барьеры, на которых улавливались рудные компоненты растворов.

С позиций теории плит приуроченность галогенных формаций к крупным тектоническим структурам, интенсивно погружавшимся по разломам, создает благоприятные условия для более интенсивного выноса рудного вещества из глубинных источников. Естественно, что вертикальные нарушения были более благоприятны для его поступления, чем надвиги. Наиболее благоприятны для рудообразования обрамляющие разломы, располагающиеся в зонах распространения периферийных ангидрито-карбонатных комплексов галогенных формаций и барьерных рифов. На пересечениях этих периферийных разломов с поперечными, вероятно, можно ожидать и наличия рудных узлов.

Свинцово-цинковая сульфидная минерализация обычно связана с нижними периферийными карбонатными горизонтами галогенных формаций. Медное оруденение характерно для глинистых и песчаных горизонтов из подошвы этих формаций или находящихся в толщах непосредственно вмещающих или разделяющих данные формации. В карбонатных горизонтах галогенных форма-

ций имеются еще пропластки, обогащенные целестином (иногда с баритом), флюоритом и соединениями марганца. Наиболее разнообразна минерация (в том числе и рудных минералов) калиеносных формаций. Поэтому более подробно опишем основные особенности минерации именно этих формаций.

Типизация и минерация главнейших калиеносных формаций мира

Типаж калиеносных формаций определяется отличием минерального состава их залежей калийно-магниевых солей. В свою очередь это связано со спецификой соленакопления и седиментации сульфатного, карбонатного и терригенного материала в этих солеродных бассейнах. Литология разрезов различных типов калиеносных формаций, ее своеобразие в свою очередь создают возможности для нестандартности наборов сопровождающей эти формации рудной и нерудной минерализации. Покажем это на примерах конкретных калиеносных формаций мира, относящихся к различным типам и даже подтипам [10]. Среди калиеносных формаций выделяются три типа – хлоридный, сульфатно-хлоридный и сульфатный. В хлоридном типе калиеносных формаций различаются три подтипа: сильвинито-галитовый, карналлит-сильвинито-галитовый и бишофито-(тахгидрито)-карналлит-сильвинито-галитовый [11].

Калиеносные формации хлоридного типа. Формации этого типа наиболее распространены и известны среди отложений почти всех систем фанерозоя от кембрия до неогена. Разрезы из соляных горизонтов более просты и относительно однообразны, поэтому при сопоставлении формаций различных регионов в них наблюдается много общего. Различие разрезов трех выделяемых подтипов во многом определяется длительностью эпох соленакопления и мощностью образующихся калиеносных формаций.

Сильвинито-галитовый подтип калиеносных формаций. Калиеносные формации этого подтипа обычно невелики по мощности и площади распространения, к тому же еще и малочисленны. Типичным примером этого подтипа является палеогеновая калиеносная формация Верхнерейнского грабена. Она выполняет Верхнерейнский грабен, северное звено Рейнско-Ливийского рифтового пояса. Ее подстилают верхнеэоценовые известняки, доломиты и доломитовые мергели. Возраст калиеносной формации нижнеолигоценовый (саннуаз). Она сложена тремя толщами (мощностью снизу соответственно до 200, 230 и 100 м) каменной соли с пропластками доломитов и мергелей. Эти толщи подстилаются, разделяются и перекрываются толщами (от 350 до 80 м) зеленых мергелей с прослоями доломита, ангидрита и каменной соли. Верхняя соляная толща включает два сильвинитовых горизонта. Сильвинитовые пласты, мощностью от 1 до 6 м (нижний), разделены пачкой (20–25 м) каменной соли.

Северо-восточнее грабена в Оденвальде в третичных отложениях известны концентрации рудной минерализации свинца, цинка и меди (с Ag и Co), а также баритовые жилы.

В подсолевых отложениях отмечаются битуминозность и случаи выделения газа в соляных рудниках.

Карналлит-сильвинито-галитовый подтип калиеносных формаций. К этому подтипу принадлежат крупнейшие калиеносные формации СССР и зарубежных стран, датируемые раннекембрийским, средне- и позднедевонским, раннепермским, триасовым, позднеюрским и олигоценовым возрастом. В нашей стране к ним принадлежат калиеносные формации раннего кембрия Сибирской платформы, фамена Припятской впадины, кунгура Предуральяского прогиба, поздней юры Средней Азии. За рубежом более значительны относящиеся к этому подтипу калиеносные формации среднего девона Канады, триасовая Северной Африки и раннеолигоценовая Испании. Для всех этих формаций характерно

наличие залежей сильвинита и карналлитовой породы, а также смешанных сильвинито-карналлитовых пород. Однако соотношение в их разрезах сильвинитов и карналлитовых пород значительно изменяется. Формации, в которых сильвинитов больше, чем карналлитовой породы, обычно включают больше пропластков глинистых пород и меньше — карбонатных. Более высока глинистость и самих соляных пород этих формаций. Повышенные содержания микрокомпонентов брома и рубидия отмечаются здесь лишь в карналлитовых породах. Формации, в составе которых бром- и рубидийсодержащие карналлитовые породы преобладают над сильвинитами, а содержание прослоев глинистых пород меньше, чем пластов ангидритов и карбонатных пород, характеризуются присутствием в последних целестиновой, баритовой и флюоритовой минерализации. В периферийных ангидрито-карбонатных литокомплексах этого подтипа формаций, обычно экранирующих углеводороды, установлено также наличие залежей самородной серы и сульфидной свинцово-цинковой минерализации.

Достаточно полно охарактеризована минерализация этого подтипа в разрезах позднечуковской гаурдакской калиеносной формации Средней Азии. Разрез ее представлен (снизу): карбонатно-ангидритовой, соляной и глинисто-ангидритовой толщами. Соляная толща сложена пачками подстилающей каменной соли и калиеносной. В калиеносной пачке выделяют три калиеносных горизонта. В нижнем горизонте снизу линзы сильвинита сменяются пластами карналлитосильвинитов и выше сильвинитов. Средний и верхний калиеносные горизонты представлены внизу сильвинитовыми линзами и пластами, а сверху — карналлитовыми. Мощность пластов калийно-магниевых солей колеблется от нескольких до 23 м. Как видно, набор соляных минералов довольно прост, это в основном — галит, сильвин и карналлит. С северо-востока на юго-запад в полосах Акбаш—Тюбегатан—Гаурдак и Кугитанг—Карабиль—Карлюк наблюдаются увеличение калиенасыщенности и мощности калиеносной формации с одновременным увеличением роли карналлита даже в сильвинитовых пластах.

В соляной толще наблюдается до семи пачек ангидритов (мощностью 10–80 м), а местами и прослои доломитов. Соляные породы формации бедны бромом, даже в карналлитовых породах его содержание составляет лишь 0,01–0,07%, а содержание рубидия не превышает 0,005–0,017%.

В нижней карбонатно-ангидритовой пачке гаурдакской калиеносной формации имеется крупное месторождение самородной серы. Сероносные залежи приурочены к карбонатным горизонтам и вытянуты вдоль зон дробления и бортов эрозионных долин. Серные руды богатые, в них присутствуют целестин (иногда до 6%), халцедон и в меньших количествах флюорит. Более значительные проявления целестина отмечены в подошве галогенной формации на контакте с подстилающей ее гиссарской карбонатной формацией. Целестинсодержащий горизонт (до 85 см) в средней своей части сцементирован баритом и флюоритом. Содержание в нем целестина обычно составляет 20–25%, иногда достигает 80%.

В подсолевой гиссарской карбонатной свите на крыльях Гаурдакской и Гиссарской антиклиналей имеются целестино-баритовые, лимонитизированные баритовые, флюорито-баритовые и реже кварцево-флюоритовые жилы. С баритовыми жилами на Кугитанге связано полиметаллическое оруденение. В апикальной части жилы представлены баритом и галенитом, а ниже — преимущественно сфалеритом и кальцитом. Эти жилы из гиссарских карбонатных отложений проникают даже в гипсы гаурдакской галогенной формации. В рифовых карбонатных породах, играющих роль гидрокимического барьера, имеются также межпластовые (стратиформные) полиметаллические рудные залежи.

Надсолевые нижнемеловые красноцветные отложения Гаурдак-Кугитанга, разделяющие верхнечуковскую и нижнемеловую галогенные формации, включают три меденосных горизонта, в которых основными рудными минералами являются халькопирит, борнит и халькозин.

ций имеются еще пропластки, обогащенные целестином (иногда с баритом), флюоритом и соединениями марганца. Наиболее разнообразна минерагения (в том числе и рудных минералов) калиеносных формаций. Поэтому более подробно опишем основные особенности минерагении именно этих формаций.

Типизация и минерагения главнейших калиеносных формаций мира

Типаж калиеносных формаций определяется отличием минерального состава их залежей калийно-магниевого солей. В свою очередь это связано со спецификой соленакопления и седиментации сульфатного, карбонатного и терригенного материала в этих солеродных бассейнах. Литология разрезов различных типов калиеносных формаций, ее своеобразие в свою очередь создают возможности для нестандартности наборов сопровождающей эти формации рудной и нерудной минерализации. Покажем это на примерах конкретных калиеносных формаций мира, относящихся к различным типам и даже подтипам [10]. Среди калиеносных формаций выделяются три типа — хлоридный, сульфатно-хлоридный и сульфатный. В хлоридном типе калиеносных формаций различаются три подтипа: сильвинито-галитовый, карналлитово-сильвинито-галитовый и бишофитово-тахидритово-карналлитово-сильвинито-галитовый [11].

Калиеносные формации хлоридного типа. Формации этого типа наиболее распространены и известны среди отложений почти всех систем фанерозоя от кембрия до неогена. Разрезы из соляных горизонтов более просты и относительно однообразны, поэтому при сопоставлении формаций различных регионов в них наблюдается много общего. Различие разрезов трех выделяемых подтипов во многом определяется длительностью эпох соленакопления и мощностью образующихся калиеносных формаций.

Сильвинито-галитовый подтип калиеносных формаций. Калиеносные формации этого подтипа обычно невелики по мощности и площади распространения, к тому же еще и малочисленны. Типичным примером этого подтипа является палеогеновая калиеносная формация Верхнерейнского грабена. Она выполняет Верхнерейнский грабен, северное звено Рейнско-Ливийского рифтового пояса. Ее подстилают верхнеэоценовые известняки, доломиты и доломитовые мергели. Возраст калиеносной формации нижнеолигоценовый (саннуаз). Она сложена тремя толщами (мощностью снизу соответственно до 200, 230 и 100 м) каменной соли с пропластками доломитов и мергелей. Эти толщи подстилаются, разделяются и перекрываются толщами (от 350 до 80 м) зеленых мергелей с прослоями доломита, ангидрита и каменной соли. Верхняя соляная толща включает два сильвинитовых горизонта. Сильвинитовые пласты, мощностью от 1 до 6 м (нижний), разделены пачкой (20–25 м) каменной соли.

Северо-восточнее грабена в Оденвальде в третичных отложениях известны концентрации рудной минерализации свинца, цинка и меди (с Ag и Co), а также баритовые жилы.

В подсолевых отложениях отмечаются битуминозность и случаи выделения газа в соляных рудниках.

Карналлитово-сильвинито-галитовый подтип калиеносных формаций. К этому подтипу принадлежат крупнейшие калиеносные формации СССР и зарубежных стран, датируемые раннекембрийским, средне- и позднедевонским, раннепермским, триасовым, позднеюрским и олигоценовым возрастом. В нашей стране к ним принадлежат калиеносные формации раннего кембрия Сибирской платформы, фамена Припятской впадины, кунгура Предуральяского прогиба, поздней юры Средней Азии. За рубежом более значительны относящиеся к этому подтипу калиеносные формации среднего девона Канады, триасовая Северной Африки и раннеолигоценовая Испании. Для всех этих формаций характерно

наличие залежей сильвинита и карналлитовой породы, а также смешанных сильвинито-карналлитовых пород. Однако соотношение в их разрезах сильвинитов и карналлитовых пород значительно изменяется. Формации, в которых сильвинитов больше, чем карналлитовой породы, обычно включают больше пропластков глинистых пород и меньше — карбонатных. Более высока глинистость и самих соляных пород этих формаций. Повышенные содержания микрокомпонентов брома и рубидия отмечаются здесь лишь в карналлитовых породах. Формации, в составе которых бром- и рубидийсодержащие карналлитовые породы преобладают над сильвинитами, а содержание прослоев глинистых пород меньше, чем пластов ангидритов и карбонатных пород, характеризуются присутствием в последних целестиновой, баритовой и флюоритовой минерализации. В периферийных ангидрито-карбонатных литокомплексах этого подтипа формаций, обычно экранирующих углеводороды, установлено также наличие залежей самородной серы и сульфидной свинцово-цинковой минерализации.

Достаточно полно охарактеризована минерализация этого подтипа в разрезах позднечуковской гаурдакской калиеносной формации Средней Азии. Разрез ее представлен (снизу): карбонатно-ангидритовой, соляной и глинисто-ангидритовой толщами. Соляная толща сложена пачками подстилающей каменной соли и калиеносной. В калиеносной пачке выделяют три калиеносных горизонта. В нижнем горизонте снизу линзы сильвинита сменяются пластами карналлитосильвинитов и выше сильвинитов. Средний и верхний калиеносные горизонты представлены внизу сильвинитовыми линзами и пластами, а сверху — карналлитовыми. Мощность пластов калийно-магниевого солей колеблется от нескольких до 23 м. Как видно, набор соляных минералов довольно прост, это в основном — галит, сильвин и карналлит. С северо-востока на юго-запад в полосах Акбаш—Тюбегатан—Гаурдак и Кугитанг—Карабиль—Карлюк наблюдаются увеличение калиенасыщенности и мощности калиеносной формации с одновременным увеличением роли карналлита даже в сильвинитовых пластах.

В соляной толще наблюдается до семи пачек ангидритов (мощностью 10–80 м), а местами и прослои доломитов. Соляные породы формации бедны бромом, даже в карналлитовых породах его содержание составляет лишь 0,01–0,07%, а содержание рубидия не превышает 0,005–0,017%.

В нижней карбонатно-ангидритовой пачке гаурдакской калиеносной формации имеется крупное месторождение самородной серы. Сероносные залежи приурочены к карбонатным горизонтам и вытянуты вдоль зон дробления и бортов эрозионных долин. Серные руды богатые, в них присутствуют целестин (иногда до 6%), халцедон и в меньших количествах флюорит. Более значительные проявления целестина отмечены в подошве галогенной формации на контакте с подстилающей ее гиссарской карбонатной формацией. Целестинсодержащий горизонт (до 85 см) в средней своей части сцементирован баритом и флюоритом. Содержание в нем целестина обычно составляет 20–25%, иногда достигает 80%.

В подсолевой гиссарской карбонатной свите на крыльях Гаурдакской и Гиссарской антиклиналей имеются целестино-баритовые, лимонитизированные баритовые, флюорито-баритовые и реже кварцево-флюоритовые жилы. С баритовыми жилами на Кугитанге связано полиметаллическое оруденение. В апикальной части жилы представлены баритом и галенитом, а ниже — преимущественно сфалеритом и кальцитом. Эти жилы из гиссарских карбонатных отложений проникают даже в гипсы гаурдакской галогенной формации. В рифовых карбонатных породах, игравших роль гидрохимического барьера, имеются также межпластовые (стратиформные) полиметаллические рудные залежи.

Надсолевые нижнемеловые красноцветные отложения Гаурдак-Кугитанга, разделяющие верхнечуковскую и нижнемеловую галогенные формации, включают три меденосных горизонта, в которых основными рудными минералами являются халькопирит, борнит и халькозин.

ций имеются еще пропластки, обогащенные целестином (иногда с баритом), флюоритом и соединениями марганца. Наиболее разнообразна минералогия (в том числе и рудных минералов) калиеносных формаций. Поэтому более подробно опишем основные особенности минерализации именно этих формаций.

Типизация и минерализация главнейших калиеносных формаций мира

Типаж калиеносных формаций определяется отличием минерального состава их залежей калийно-магниевых солей. В свою очередь это связано со спецификой соленакопления и седиментации сульфатного, карбонатного и терригенного материала в этих солеродных бассейнах. Литология разрезов различных типов калиеносных формаций, ее своеобразие в свою очередь создают возможности для нестандартности наборов сопровождающей эти формации рудной и нерудной минерализации. Покажем это на примерах конкретных калиеносных формаций мира, относящихся к различным типам и даже подтипам [10]. Среди калиеносных формаций выделяются три типа – хлоридный, сульфатно-хлоридный и сульфатный. В хлоридном типе калиеносных формаций различаются три подтипа: сильвинито-галитовый, карналлитово-сильвинито-галитовый и бишофитово-тахитидрито-карналлитово-сильвинито-галитовый [11].

Калиеносные формации хлоридного типа. Формации этого типа наиболее распространены и известны среди отложений почти всех систем фанерозоя от кембрия до неогена. Разрезы из соляных горизонтов более просты и относительно однообразны, поэтому при сопоставлении формаций различных регионов в них наблюдается много общего. Различие разрезов трех выделяемых подтипов во многом определяется длительностью эпох соленакопления и мощностью образующихся калиеносных формаций.

Сильвинито-галитовый подтип калиеносных формаций. Калиеносные формации этого подтипа обычно невелики по мощности и площади распространения, к тому же еще и малочисленны. Типичным примером этого подтипа является палеогеновая калиеносная формация Верхнерейнского грабена. Она выполняет Верхнерейнский грабен, северное звено Рейнско-Ливийского рифтового пояса. Ее подстилают верхнеэоценовые известняки, доломиты и доломитовые мергели. Возраст калиеносной формации нижнеолигоценовый (саннуаз). Она сложена тремя толщами (мощностью снизу соответственно до 200, 230 и 100 м) каменной соли с пропластками доломитов и мергелей. Эти толщи подстилаются, разделяются и перекрываются толщами (от 350 до 80 м) зеленых мергелей с прослоями доломита, ангидрита и каменной соли. Верхняя соляная толща включает два сильвинитовых горизонта. Сильвинитовые пласты, мощностью от 1 до 6 м (нижний), разделены пачкой (20–25 м) каменной соли.

Северо-восточнее грабена в Оденвальде в третичных отложениях известны концентрации рудной минерализации свинца, цинка и меди (с Ag и Co), а также баритовые жилы.

В подсолевых отложениях отмечаются битуминозность и случаи выделения газа в соляных рудниках.

Карналлитово-сильвинито-галитовый подтип калиеносных формаций. К этому подтипу принадлежат крупнейшие калиеносные формации СССР и зарубежных стран, датируемые раннекембрийским, средне- и позднедевонским, раннепермским, триасовым, позднеюрским и олигоценовым возрастом. В нашей стране к ним принадлежат калиеносные формации раннего кембрия Сибирской платформы, фамена Припятской впадины, кунгура Предуральяского прогиба, поздней юры Средней Азии. За рубежом более значительны относящиеся к этому подтипу калиеносные формации среднего девона Канады, триасовая Северной Африки и раннеолигоценовая Испании. Для всех этих формаций характерно

наличие залежей сильвинита и карналлитовой породы, а также смешанных сильвинито-карналлитовых пород. Однако соотношение в их разрезах сильвинитов и карналлитовых пород значительно изменяется. Формации, в которых сильвинитов больше, чем карналлитовой породы, обычно включают больше пропластков глинистых пород и меньше – карбонатных. Более высока глинистость и самих соляных пород этих формаций. Повышенные содержания микрокомпонентов брома и рубидия отмечаются здесь лишь в карналлитовых породах. Формации, в составе которых бром- и рубидийсодержащие карналлитовые породы преобладают над сильвинитами, а содержание прослоев глинистых пород меньше, чем пластов ангидритов и карбонатных пород, характеризуются присутствием в последних целестиновой, баритовой и флюоритовой минерализации. В периферийных ангидрито-карбонатных литокомплексах этого подтипа формаций, обычно экранирующих углеводороды, установлено также наличие залежей самородной серы и сульфидной свинцово-цинковой минерализации.

Достаточно полно охарактеризована минерализация этого подтипа в разрезах позднечуковской гаурдакской калиеносной формации Средней Азии. Разрез ее представлен (снизу): карбонатно-ангидритовой, соляной и глинисто-ангидритовой толщами. Соляная толща сложена пачками подстилающей каменной соли и калиеносной. В калиеносной пачке выделяют три калиеносных горизонта. В нижнем горизонте снизу линзы сильвинита сменяются пластами карналлитосильвинитов и выше сильвинитов. Средний и верхний калиеносные горизонты представлены внизу сильвинитовыми линзами и пластами, а сверху – карналлитовыми. Мощность пластов калийно-магниевых солей колеблется от нескольких до 23 м. Как видно, набор соляных минералов довольно прост, это в основном – галит, сильвин и карналлит. С северо-востока на юго-запад в полосах Акбаш–Тюбегатан–Гаурдак и Кугитанг–Карабиль–Карлюк наблюдаются увеличение калиенасыщенности и мощности калиеносной формации с одновременным увеличением роли карналлита даже в сильвинитовых пластах.

В соляной толще наблюдается до семи пачек ангидритов (мощностью 10–80 м), а местами и прослои доломитов. Соляные породы формации бедны бромом, даже в карналлитовых породах его содержание составляет лишь 0,01–0,07%, а содержание рубидия не превышает 0,005–0,017%.

В нижней карбонатно-ангидритовой пачке гаурдакской калиеносной формации имеется крупное месторождение самородной серы. Сероносные залежи приурочены к карбонатным горизонтам и вытянуты вдоль зон дробления и бортов эрозионных долин. Серные руды богатые, в них присутствуют целестин (иногда до 6%), халцедон и в меньших количествах флюорит. Более значительные проявления целестина отмечены в подошве галогенной формации на контакте с подстилающей ее гиссарской карбонатной формацией. Целестинсодержащий горизонт (до 85 см) в средней своей части сцементирован баритом и флюоритом. Содержание в нем целестина обычно составляет 20–25%, иногда достигает 80%.

В подсолевой гиссарской карбонатной свите на крыльях Гаурдакской и Гиссарской антиклиналей имеются целестино-баритовые, лимонитизированные баритовые, флюорито-баритовые и реже кварцево-флюоритовые жилы. С баритовыми жилами на Кугитанге связано полиметаллическое оруденение. В апикальной части жилы представлены баритом и галенитом, а ниже – преимущественно сфалеритом и кальцитом. Эти жилы из гиссарских карбонатных отложений проникают даже в гипсы гаурдакской галогенной формации. В рифовых карбонатных породах, играющих роль гидрохимического барьера, имеются также межпластовые (стратиформные) полиметаллические рудные залежи.

Надсолевые нижнемеловые красноцветные отложения Гаурдак-Кугитанга, разделяющие верхнечуковскую и нижнемеловую галогенные формации, включают три меденосных горизонта, в которых основными рудными минералами являются халькопирит, борнит и халькозин.

В калиеносных формациях фамена Припятской впадины и кунгура Верхнекамского бассейна калийно-магниево-солевые соли тоже представлены лишь сильвинитом и карналлитом, только в первой преобладают сильвиниты. Для калийно-магневых солей этих формаций характерны более высокие содержания брома, достигающие в карналлитовых породах фаменской формации максимума 0,187% и даже в горизонте O_7 — 0,42%. Содержания рубидия в карналлитовых породах этих формаций достигают соответственно 0,02 и 0,08%. В карбонатных пачках кунгура Верхнекамского бассейна и Башкирии имеются горизонты, обогащенные целестином и флюоритом. В надсолевых отложениях, перекрывающих фаменскую калиеносную формацию Припятского прогиба, также обнаруживается целестиновая, барито-целестиновая и сульфидная (сфалерит и халькопирит) минерализация. В Предуральском прогибе в перекрывающих кунгурскую галогенную формацию верхнепермских сероцветных песчаниках соликамского и шешминского горизонтов развита медная минерализация (халькозин и в меньшей мере борнит и халькопирит, еще реже ковеллин и куприт).

Из зарубежных калиеносных формаций карналлит-сильвинит-галитового подтипа по минерализации более интересна среднедевонская формация Прерия (Канада). В ее калийных горизонтах сильвинита больше, чем карналлитовой породы. Даже сильвиниты, а особенно карналлитовые породы, содержат повышенные количества не только брома, но и рубидия, которые здесь попутно добываются. Сильвиниты эти, вероятно, образовались за счет карналлитов.

Формация Прерия подстилается и перекрывается карбонатными породами. На северо-западе солеродного бассейна ее ограничивает барьерный риф, сложенный пористыми доломитами Пейн Пойнт. Калиеносность формаций возрастает в юго-восточном направлении; залежи калийно-магневых солей распространены в суббассейнах Саскачевана и Виллистонском. Для пластов красных сильвинитов характерно наличие резких вертикальных и горизонтальных переходов, а также локальных замещений карналлитовой породы сильвинитом и дальнейшим разубоживанием калийных пластов до замещения их галитовой породой. Зоны замещения приурочены к нарушениям фундамента (линеаментам), по которым поднимались хлорнатриевые рассолы.

Галогенная формация в провинции Альберта экранирует в районе Эдмонтон-Калгари залежи сернистой нефти и газа. Из сероводородных горючих газов здесь получают три четверти самородной серы Канады. Ныне северо-западнее Эдмонта открыто крупное месторождение с содержанием самородной серы в образцах серной руды до 90%.

С барьерным рифом Пейн Пойнт связан рудный район, включающий около 40 свинцово-цинковых рудных тел со средними содержаниями Pb 2,4% и Zn 6%, запасы которых составляют от нескольких сот тысяч до 15 млн. т руды. Южнее рифа биостромная пачка (до 30 м) доломитов простирается еще на некоторое удаление от него в почве эвапоритов. Рудные тела приурочены к рифовым и околорифовым фациям [14]. Около половины их запасов сосредоточено в пористых и кавернозных доломитах Прескиль в верхней части барьерного рифа, где руды богаче. Свинец и цинк транспортировались к барьерному рифу в виде хлоридных комплексов с хлоридными рассолами по Северному, Главному и Южному разломам. Они улавливались на сероводородных гидрохимических барьерах, образуя стратиформные и жильные залежи, представленные галенитом, сфалеритом с небольшим количеством марказита и пирита.

Бишофит(тахидрит)-карналлит-сильвинит-галитовый подтип калиеносных формаций. Этот подтип представлен исключительно раннемеловыми (аптскими) формациями Бразилии, Западной Африки и Таиланда. Мощность наиболее полных разрезов формации в Конголезской впадине имеет мощность до 900 м. Здесь в ее разрезе выделяется по девяти калиеносных циклов, в которых

пласты калийно-магниевых солей сложены чаще всего карналлитовой породой (до 20–25 м), локально замещающейся сильвинитом (в нижних циклах – две-три, верхних – восемь-девять). В верхней части разреза наряду с карналлитовой породой представлены пласты тахгидритовой и реже бишофитовой породы (суммарной мощностью до 30 м). Более значительные содержания брома и бора отмечаются в тахгидритовых породах, содержащих в небольших количествах также цинк и свинец, медь и марганец, которыми обычно более богаты маточные рассолы.

Севернее бассейна р. Конго (в Кроусоу) на разломе, обрамляющем с востока бассейн Габона, в цементе нижнемеловых песчаников обнаружены соединения свинца, а также прожилки галенита и пирита с небольшими количествами сфалерита, смитсонита, халькопирита и барита [15].

Южнее бассейна р. Конго в нижеаптских гипсоносных карбонатных прослоях Анголы близ Лосто обнаружена цинковая минерализация с небольшими количествами соединений свинца и асфальтовых углеводородов. Еще южнее в бассейне р. Моссамедиш в гипсовых отложениях апта встречены пропластки барита и марганценовых известняков. В Анголе в латеральном эквиваленте аптских эвапоритов (слои верхние Куво) в массиве Сель обнаружены также небольшие количества соединений меди.

В нашей стране калиеносные формации данного подтипа до сих пор неизвестны. Предполагается, что такой могла оказаться нижнемеловая галогенная формация Средней Азии. Правда, в изученных разрезах мощность ее невелика.

Калиеносные формации сульфатно-хлоридного типа. К этому типу калиеносных формаций относятся преимущественно как у нас, так и за рубежом, формации пермского времени. К ним принадлежат раннепермские формации Днепровско-Донецкой впадины и Прикаспийской синеклизы (кунгур), а также позднепермские – цехштейн (Западная Европа) и формация Саладо (ChlA). В качестве характерных примеров рассмотрим особенности минерализации калиеносных формаций кунгура и цехштейна двух указанных выше регионов.

В Прикаспийской синеклизе и Южно-Предуральском прогибе мощная (до 2 км) кунгурская калиеносная формация представлена 10–13 циклами соле-накопления. В пяти нижних циклах пласты калийных солей сложены полигалитовой породой, а в верхней части этого разреза еще и сильвинитом с кизеритом и полигалитом. Выше в четырех циклах эти пласты представлены сильвинитом, карналлитовой и бишофитовой породами.

На территории распространения формации по литологии ее разрезов выделяются периферийные (бессолевые) и внутренние (солевые) литоконгломаты. От бортов к центру бассейна сульфатно-карбонатно-терригенный комплекс вдоль уральского обрамления сменяется гипсоангидритовым, а вдоль платформенного обрамления – карбонатным, затем доломито-ангидритовым и гипсоангидритовым. Соляные литоконгломаты в направлении к центру бассейна составляют ряд, начинающийся на западе и северо-западе галитовым, на севере и востоке полигалито-галитовым и на юго-западе локально тенардито-галитовым, сменяющимся далее сильвинито-галитовым (местами с кизеритом), далее карналлитосильвинито-галитовым и, наконец, в северо-западной и центральной частях бассейна – бишофито-карналлитосильвинито-галитовым литоконгломатами. В пределах распространения двух последних литоконгломатов в Индере, Сатимоле, Матенкоже, Озинках, Светлом Яру и других участках в меньших количествах представлены каинитовая и лангбейнитовая породы.

Калиеносная формация Прикаспийского региона ценна не только разнообразным набором калийно-магниевых пород. Они являются еще и комплексным минеральным сырьем, так как карналлитовые и бишофитовые породы богаты (соответственно до 0,3 и 0,5%) бромом, а карналлитовые еще и рубидием (до

В калиеносных формациях фамена Припятской впадины и кунгура Верхнекамского бассейна калийно-магниево-солевые соли тоже представлены лишь сильвинитом и карналлитом, только в первой преобладают сильвиниты. Для калийно-магневых солей этих формаций характерны более высокие содержания брома, достигающие в карналлитовых породах фаменской формации максимально 0,187% и даже в горизонте O_7 — 0,42%. Содержания рубидия в карналлитовых породах этих формаций достигают соответственно 0,02 и 0,08%. В карбонатных пачках кунгура Верхнекамского бассейна и Башкирии имеются горизонты, обогащенные целестином и флюоритом. В надсолевых отложениях, перекрывающих фаменскую калиеносную формацию Припятского прогиба, также обнаруживается целестиновая, барито-целестиновая и сульфидная (сфалерит и халькопирит) минерализация. В Предуральском прогибе в перекрывающих кунгурскую галогенную формацию верхнепермских сероцветных песчаниках соликамского и шешминского горизонтов развита медная минерализация (халькозин и в меньшей мере борнит и халькопирит, еще реже ковеллин и куприт).

Из зарубежных калиеносных формаций карналлит-сильвинит-галитового подтипа по минерализации более интересна среднедевонская формация Прерия (Канада). В ее калийных горизонтах сильвинита больше, чем карналлитовой породы. Даже сильвиниты, а особенно карналлитовые породы, содержат повышенные количества не только брома, но и рубидия, которые здесь попутно добываются. Сильвиниты эти, вероятно, образовались за счет карналлитов.

Формация Прерия подстилается и перекрывается карбонатными породами. На северо-западе солеродного бассейна ее ограничивает барьерный риф, сложенный пористыми доломитами Пейн Пойнт. Калиеносность формаций возрастает в юго-восточном направлении; залежи калийно-магневых солей распространены в суббассейнах Саскачевана и Виллистонском. Для пластов красных сильвинитов характерно наличие резких вертикальных и горизонтальных переходов, а также локальных замещений карналлитовой породы сильвинитом и дальнейшим разубоживанием калийных пластов до замещения их галитовой породой. Зоны замещения приурочены к нарушениям фундамента (линеаментам), по которым поднимались хлорнатриевые рассолы.

Галогенная формация в провинции Альберта экранирует в районе Эдмонтон-Калгари залежи сернистой нефти и газа. Из сероводородных горючих газов здесь получают три четверти самородной серы Канады. Ныне северо-западнее Эдмонта открыто крупное месторождение с содержанием самородной серы в образцах серной руды до 90%.

С барьерным рифом Пейн Пойнт связан рудный район, включающий около 40 свинцово-цинковых рудных тел со средними содержаниями Pb 2,4% и Zn 6%, запасы которых составляют от нескольких сот тысяч до 15 млн. т руды. Южнее рифа биостромная пачка (до 30 м) доломитов простирается еще на некоторое удаление от него в почве эвапоритов. Рудные тела приурочены к рифовым и околорифовым фациям [14]. Около половины их запасов сосредоточено в пористых и кавернозных доломитах Прескиль в верхней части барьерного рифа, где руды богаче. Свинец и цинк транспортировались к барьерному рифу в виде хлоридных комплексов с хлоридными рассолами по Северному, Главному и Южному разломам. Они улавливались на сероводородных гидрохимических барьерах, образуя стратиформные и жильные залежи, представленные галенитом, сфалеритом с небольшим количеством марказита и пирита.

Бишофит(тахидрит)-карналлит-сильвинит-галитовый подтип калиеносных формаций. Этот подтип представлен исключительно раннемеловыми (аптскими) формациями Бразилии, Западной Африки и Таиланда. Мощность наиболее полных разрезов формации в Конголезской впадине имеют мощность до 900 м. Здесь в ее разрезе выделяется по девяти калиеносных циклов, в которых

пласты калийно-магниевых солей сложены чаще всего карналлитовой породой (до 20–25 м), локально замещающейся сильвинитом (в нижних циклах – два, верхних – восемь-девять). В верхней части разреза наряду с карналлитовой породой представлены пласты тахгидритовой и реже бишофитовой породы (суммарной мощностью до 30 м). Более значительные содержания брома и бора отмечаются в тахгидритовых породах, содержащих в небольших количествах также цинк и свинец, медь и марганец, которыми обычно более богаты маточные рассолы.

Севернее бассейна р. Конго (в Кроусоу) на разломе, обрамляющем с востока бассейн Габона, в цементе нижнемеловых песчаников обнаружены соединения свинца, а также прожилки галенита и пирита с небольшими количествами сфалерита, смитсонита, халькопирита и барита [15].

Южнее бассейна р. Конго в нижеаптских гипсоносных карбонатных просяках Анголы близ Лосто обнаружена цинковая минерализация с небольшими количествами соединений свинца и асфальтовых углеводородов. Еще южнее в бассейне р. Моссамедиш в гипсовых отложениях апта встречены пропластки барита и марганценовых известняков. В Анголе в латеральном эквиваленте аптских эвапоритов (слои верхние Куво) в массиве Сель обнаружены также небольшие количества соединений меди.

В нашей стране калиеносные формации данного подтипа до сих пор неизвестны. Предполагается, что такой могла оказаться нижнемеловая галогенная формация Средней Азии. Правда, в изученных разрезах мощность ее невелика.

Калиеносные формации сульфатно-хлоридного типа. К этому типу калиеносных формаций относятся преимущественно как у нас, так и за рубежом, формации пермского времени. К ним принадлежат раннепермские формации Днепровско-Донецкой впадины и Прикаспийской синеклизы (кунгур), а также позднепермские – цехштейн (Западная Европа) и формация Саладо (США). В качестве характерных примеров рассмотрим особенности минерализации калиеносных формаций кунгура и цехштейна двух указанных выше регионов.

В Прикаспийской синеклизе и Южно-Предуральском прогибе мощная (до 2 км) кунгурская калиеносная формация представлена 10–13 циклами солевого накопления. В пяти нижних циклах пласты калийных солей сложены полигалитовой породой, а в верхней части этого разреза еще и сильвинитом с кизеритом и полигалитом. Выше в четырех циклах эти пласты представлены сильвинитом, карналлитовой и бишофитовой породами.

На территории распространения формации по литологии ее разрезов выделяются периферийные (бессолевые) и внутренние (солевые) литоконтакты. От бортов к центру бассейна сульфатно-карбонатно-терригенный комплекс вдоль уральского обрамления сменяется гипсоангидритовым, а вдоль платформенного обрамления – карбонатным, затем доломито-ангидритовым и гипсоангидритовым. Соляные литоконтакты в направлении к центру бассейна составляют ряд, начинающийся на западе и северо-западе галитовым, на севере и востоке полигалито-галитовым и на юго-западе локально тенардито-галитовым, сменяющимся далее сильвинито-галитовым (местами с кизеритом), далее карналлитом-сильвинитом-галитовым и, наконец, в северо-западной и центральной частях бассейна – бишофито-карналлитом-сильвинитом-галитовым литоконтактами. В пределах распространения двух последних литоконтаксов в Индере, Сатимоле, Матенкоже, Озинках, Светлом Яру и других участках в меньших количествах представлены каинитовая и лангбейнитовая породы.

Калиеносная формация Прикаспийского региона ценна не только разнообразным набором калийно-магниевых пород. Они являются еще и комплексным минеральным сырьем, так как карналлитовые и бишофитовые породы богаты (соответственно до 0,3 и 0,5%) бромом, а карналлитовые еще и рубидием (до

0,026%). Соляные породы формации бороносны, благодаря чему в кепроках соляных куполов региона образуются промышленные залежи остаточных боратов. Бороносность — характерная особенность пород именно данного типа калиеносных формаций. Более значительна бороносность полигалито-кизерито-сильвинитовых и карналлит-сильвинитовых пород и максимальна для кизерито-бишофито-карналлитовых пород (в среднем 4,94% бора). Из боратов в этих породах преобладают соответственно калиборит, преображенскит и борацит. В горизонтах бороносных солей содержание B_2O_3 достигает 1,5–9,0%, а в метровых пробах и штуфах местами до 18–26%. Более значительные бороносные горизонты связаны с карналлит- и бишофитосодержащими литокомплексами Прикаспийской синеклизы.

С доломито-ангидритами филипповского горизонта в основании кунгурской калиеносной формации и кепроков соляных куполов синеклизы, а также с доломитами подсолевых верхнеартинских отложений в Прикаспийском регионе связаны целестиновая, баритовая и флюоритовая минерализации. Целестин и баритоцелестин иногда составляют до 20–25% объема этих пород. В них встречаются линзы (до 0,3 м) и пропластки (до 0,8 м) целестина. Флюорит в небольших количествах обнаружен в кунгурской галогенной формации, в горизонтах главного ангидрита и в борно-калийных солях. Севернее (в Предуральском прогибе, в окрестностях г. Кунгура) более значительная флюоритоносность связана с межсолевой туюской карбонатной пачкой (до 8–30% флюорита).

В карбонатно-ангидритовых породах филипповского горизонта кунгурской галогенной формации и в подсолевых верхнеартинских карбонатных породах данного региона самородная сера представлена в виде неравномерно распределенных включений и пятен. В периферийном бессолево-ангидрито-карбонатном литокомплексе этой формации и в карбонатно-гипсовых кепроках солянокупольных структур местами выявлена более значительная сероносность.

В периферийном литокомплексе кунгура (в Предуралье, у г. Актюбинска) обнаружено Подгорненское месторождение самородной серы, в котором серная залежь во вторичной карбонатной породе залегает в слоистых гипсах и ангидритах, а нередко и сечет их. Среднее содержание самородной серы в рудах составляет 10–15%, местами достигает 25%. В серной залежи (мощность до 15 м), контролируемой субширотными нарушениями, имеются прожилки и жеоды целестина, иногда барита, встречаются проявления пирита и гауэрита.

В надгипсовых карбонатных пачках кепроков ряд соляных куполов Прикаспия (Матенконса, Сатимола, Джамантау и др.) обнаружены вкрапленность, кристаллы, гнезда и прожилки самородной серы. Среднее ее содержание на интервалах разреза до 0,7 м обычно составляет не более 5–10%. В карбонатных породах кепроков отмечены пиритизация и наличие включений галенита (г. Новобогатинск) и сфалерита.

Севернее Прикаспийского региона в башкирском Предуралье в периферийном ангидрито-карбонатном литокомплексе кунгурской галогенной формации находится Улутеляхское месторождение марганцевых руд.

Соленосные литокомплексы цехштейновой калиеносной формации Западной Европы, имеющие максимальную мощность 1–2 км в Северо-Германской и Центрально-Польской впадинах, на внутренних поднятиях и в периферийных полосах ареала развития формации сменяются карбонатно-ангидритовым и карбонатным (в локально прибрежной полосе — терригенным) литокомплексами. В полных разрезах соленосных литокомплексов выделяются осадки четырех-пяти циклов соленакопления, включающих горизонты (снизу): глины, доломита, ангидрита и каменной соли с пластами калийно-магниевых солей. Распределение эвапоритов (их литокомплексов и мощностей) определяется боковой тектоникой фундамента и подсолевого ложа.

Пласты калийно-магниевых солей сложены преимущественно карналлитовой породой, сильвинитом и кизеритовым хартзальцем. Смену карналлитовой породы хартзальцем, сильвинитом и далее галитом к периферии впадин и внутренним поднятиям одни геологи считают явлением фаціальным (первичным), другие связывают с процессами замещения (вторичным). Более ограниченно распространены пропластки полигалитовой, тахидритовой (бишофитовой), лангбейнитовой и каинитовой пород, еще меньшее – вантгоффитовой, леуеитовой, глауберитовой. Пласты калийно-магниевых солей связаны с четырьмя нижними циклами формации и мощность их колеблется от 3 до 15 м (в раздувах и более).

В карналлитовой породе цехштейновой формации отмечаются повышенные содержания брома, рублидия, иногда лития и даже цезия. Различные соляные породы формации – бороносны. Породы ее карбонатных горизонтов содержат самородную серу, целестиновую, баритовую и флюоритовую минерализации, сульфидно-полиметаллическое и медное оруденения.

Содержание бора в карналлитовой породе достигает первых десятых долей процента. Несколько ниже оно в сильвинитах и хартзальце.

Рублидия в карналлитовых породах содержится от 0,005 до 0,06%. Наиболее богаты рублидием вторичные перекристаллизованные карналлитовые породы. В менее значительных количествах рублидий иногда соосаждается с каинитом и лангбейнитом, а также с сильвином.

Литий обнаружен в нерастворимом остатке соляных пород и соленосных глинах цехштейна (0,001–0,1%). В некоторых карналлитовых породах установлено присутствие цезия (до 0,0002%).

Существенная бороносность пород цехштейновой формации Германии связана с карналлитовой породой, хартзальцем и каинитовой породой второго снизу ее стассфуртского цикла. В карналлитовой породе включения и желваки борацита (до 20–25 см) связаны с рассеянным или образующим прослой кизеритом. Обнаружены гнезда борацита массой до 1,4 т. В ангидритовом хартзальце встречаются также данбурит, стронциохильгардит, паравитчит, стронциоджинорит, люнебургит и селлаит. В каменной соли стассфуртского цикла близ контактов с ангидритом и полигалитом имеются желваки радиально-лучистого гидроборацита.

Проявления самородной серы, целестина, барита и флюорита в ангидрито-карбонатных горизонтах цехштейновой галогенной формации Западной Европы известны давно. Но лишь в 1957 г. в ней было открыто первое месторождение самородной серы (Эмсланд – западная Германия). Линзы целестина, протяженностью до 500 м и мощностью от 1 до 30 м, встречены преимущественно в доломитах нижней части разреза цехштейновой формации (у Гирсхагена, Гельмшейда и Обергембека в Южной Вестфалии), а также в районах Гессена и Стассфурта. В некоторых линзах содержание целестина достигает 90%. В Тюрингии в известняках и доломитах цехштейна обнаружены баритоцелестины в парагенезисе с анкеритом и сидеритом. Содержание барита выше в периферийных частях этих горизонтов. На северо-западе Германии в основании Стассфуртского цикла (между главным доломитом и базальным ангидритом) обнаружена слоистая залежь светлого барита с небольшими количествами целестина.

Флюоритоносность цехштейновой формации региона связана с горизонтами главного (Z_2) и пятистого (Z_3) доломитов. В первом горизонте флюорит представлен в виде кристаллов, друз и выполнений секретционных полостей; во втором – флюоритсодержащий пропласток (до 3–4 м) включает флюоритовые прослои и линзы, в которых содержание флюорита порою достигает 95%. Флюорит мелкозернистый и желваковый, в пустотах и трещинах – кристаллический. Во флюоритсодержащих доломитах в небольших количествах присутствуют самородная сера, целестин, барит, селлаит, свинец и цинк.

Медная (медистые сланцы) и свинцово-цинковая минерализации связаны здесь с маломощной подошвенной карбонатно-терригенной пачкой цехштейновой галогенной формации. Их месторождения имеются в южной периферийной полосе формации, простирающейся от Великобритании через Германию до Польши.

В северной Англии в черных мергелях Дархема и вышележащих доломитизированных известняках низов цехштейна рудные минералы представлены преимущественно галенитом и пиритом. Содержание свинца обычно составляет 1,2–1,3% (в редких случаях до 4%). Медной и цинковой минерализаций значительно меньше (цинка до 0,3%). В виде примеси встречены молибден и никель.

Медистые сланцы Мансфельдской впадины (Германия) содержат карбонаты (до 30%) и битумы (10%). Рудная их минерализация, представленная сульфидами меди, свинца и цинка, имеет как пластовый, так и жильный характер. В разрезе она распределяется зонально – снизу медная, выше свинцовая и затем цинковая. Основными медными минералами сланцев являются борнит, халькозин, халькопирит и ковеллин. В вышележащем цехштейновом известняке широко распространена цинковая минерализация (сфалерит, смитсонит) с галенитом, пиритом и баритом.

В Польше на Любинско-Глогувском месторождении вверх по разрезу меденосных мергелей цехштейна и мористее медная минерализация также сменяется свинцовой, а далее – цинковой с появлением в осадках гипса. Вверх по разрезу к халькопириту прибавляются борнит, затем халькозин и далее минерализация вновь становится халькопиритовой. Выше представлено свинцово-цинковое оруденение, в галенитсодержащих пропластках которого содержится обычно несколько процентов свинца (локально до 10–20%).

Калиеносные формации сульфатного типа. Формации этого типа достаточно редкие и характерны, вероятно, лишь для миоценового времени. К ним принадлежат формации Предкарпатского прогиба (Украина, Румыния) и Сицилии.

В Предкарпатском прогибе с нижней молассой (ранне- и среднемиоценового возраста) связаны нижневортыщенская, верхневортыщенская и верхнестебникская калиеносные формации, а с верхней молассой – тирасская галогенная формация, находящаяся уже во внешней зоне прогиба. Некоторые геологи верхнестебникскую и тирасскую формации считают возрастными эквивалентами, находящимися в различных структурных зонах прогиба.

Калиеносные формации Предкарпатья подстилаются и перекрываются терригенными породами. Они сложены соленосными глинами, глинистой и реже пластами более чистой каменной соли. В их разрезе имеются пласты в той или иной мере засоленных песчаников и песчанико-аргиллитовых брекчий. Терригенные компоненты, сносившиеся с Карпат, в разрезах калиеносных формаций (даже в соляных породах) играют существенную роль. Пласты ангидрита в них единичны и обычно маломощны, исключая только подошвенный пласт в нижневортыщенской формации. В тирасской галогенной формации во внешней зоне прогиба наиболее полные разрезы представлены каменной солью, ангидритами (гипсами) и карбонатными породами. Мощность калиеносных формаций изменяется от 300 до 1000 м, а тирасской галогенной – от 15 до 350 м.

Пласты калийно-магниевых солей в вортыщенских калиеносных формациях сложены преимущественно каинитовой, лангбейнито-каинитовой и лангбейнитовой породами, а также смешанными породами типа хартзальца. В верхнестебникской калиеносной формации они представлены обычно каинитовой и лангбейнито-каинитовой породами, а локально – линзами сильвинита. Мощность пластов колеблется от нескольких до 50 м (иногда более), а линз сильвинита – обычно от 5 до 12 м.

В зонах гипергенеза над пластами сульфатных калийно-магниевых солей образуются залежи мирабилита и глазеритовой породы, а также горизонты минеральных вод.

Из-за высокой глинистости предкарпатских калийно-магниевых солей содержания в них брома, бора и рубидия обычно невысокие. Относительно больше брома в сильвинитах (до 0,14%), чаще составляет лишь сотые доли процента.

Так как в подсолевых отложениях Предкарпатского прогиба имеются горизонты нефти и горючего газа, то в нижневоротыщенской калиеносной формации и межформационных отложениях загорской свиты известны залежи озокерита, асфальта и кира. В подошве этой формации (мощном пласте ангидрита) обнаружены небольшие серопроявления и включения галенита и сфалерита (брункита). Во внутриформационной загорской (добробовской) пачке также известны серопроявления и полиметаллическое оруденение – галенит и сфалерит (брункит). В межформационных нижнестебникских отложениях отмечена медная минерализация.

Во внешней зоне прогиба с тирасской галогенной формацией, сложенной галито-ангидрито-карбонатным комплексом пород (и, возможно, являющейся периферийной литофацией верхнестебникской калиеносной формации), связано наличие месторождений самородной серы, приуроченных к шовной зоне сочленения внешней части прогиба и Русской платформы. В серных рудах содержится 20–25% самородной серы.

Среди карбонатных пород этой формации обнаружены два пропластка (0,1–1,0 м) целестино-карбонатной породы с содержанием целестина (до 45%) и небольшим количеством барита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беленицкая Г.А. Фациальные и палеотектонические модели галогенных систем и некоторые вопросы их рудоносности // Рудоносность осадочных комплексов. Л.: Недра, 1989. С. 30–40.
2. Бергер В.И., Феоктистов В.П. Геодинамическая типизация рудоносных осадочных бассейнов // Проблемы стратиформных месторождений. Ч. 1 (тез. докл.). Чита, 1990. С. 12–14.
3. Богашева Л.Г. Роль солеродных бассейнов в формировании стратиформных месторождений // Геология руд. месторождений. 1987. № 3. С. 18–29.
4. Бугузова Г.Ю., Лисицина Н.Л. Металлоносные осадки глубоководных впадин Красного моря // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 3. С. 6–32.
5. Горжеевский Д.И., Карцев А.А., Павлов Д.И. и др. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазовых бассейнов. М.: Недра, 1990. 286 с.
6. Долишский Б.В. Гидротермальная рудная минерализация в каменной соли Днепровско-Донецкой впадины // Минералог. сб. 1989. № 43. Вып. 1. С. 87–90.
7. Кигык В.И. Эвапориты и связанные с ними полезные ископаемые // Геология и геохимия горючих ископаемых. 1983. Вып. 61. С. 49–55.
8. Корнеевский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 299 с.
9. Корнеевский С.М. Рудоносность галогенных формаций и вмещающих их толщ // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 3. С. 109–113.
10. Корнеевский С.М. Закономерности зонального размещения литоконкомплексов калиеносных формаций. Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986. С. 3–9.
11. Корнеевский С.М. Литотипы калиеносных формаций // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 2. С. 66–82.
12. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1978. 607 с.
13. Парначев В.П. О роли эвапоритовой седиментации в формировании стратиформных баритовых и полиметаллических месторождений западного склона Южного Урала // Проблемы стратиформных месторождений. Ч. 2 (тез. докл.). Чита, 1990. С. 67–68.
14. Barager W.R. Geology of the lead-zinc deposits on Pine Point // West Miner. 1966. V. 39. N 7. P. 52–54.

15. *Gaio J.* Paleogeographical and sedimentological controls of copper, lead and zink mineralizations in the Lower Cretaceous sandstones of Africa // *Econ. Geol.* 1976. V. 71. N 3. P. 409–422.
16. *Dawidson C.F.* Some genetic relationships between ore Deposits and Evaporites // *Bull. Inst. Mining and Metallurgy. Sect. B.* 1966. V. 75. P. 216–225.
17. *Renfro A.R.* Genesis of evaporite-associated stratiform metalliferous deposits // *Econ. Geol.* 1974. V. 69. N 1. P. 33–45.

ВСЕГЕИ,
Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
26. II. 1992

УДК 556.51/54:552.51(282.247.415)

© 1993 Осовецкий Б.М., Трушин А.М.

СТРУКТУРА КРУПНООБЛОМОЧНОГО АЛЛЮВИЯ р. БЕЛОЙ

По гранулометрическому составу выделено три типа осадков: валунно-галечные, гравийно-галечные и песчано-гравийные, представляющие различные сочетания шести основных субраспределений обломочных частиц. Показаны полимодальность кривых распределения обломков, сопряженность между субраспределениями, глубокий дефицит частиц на границе гравийной и песчаной размерностей. Отмечена роль тектонического фактора в изменении структуры осадков на различных участках долины.

Статья посвящена изучению структуры крупнообломочных осадков горно-равнинной реки с использованием результатов дробного гранулометрического анализа. В качестве объекта исследования выбран русловой аллювий р. Белой (приток р. Камы). Авторами ставились следующие задачи: углубление представлений о структуре крупнообломочного аллювия на основе данных дробного гранулометрического анализа, систематизация кривых дробного гранулометрического состава осадков, установление зависимости дробной гранулометрии аллювия от тектоно-геоморфологической обстановки осадконакопления, выявление дополнительных количественных показателей преобразования структуры осадков вниз по течению, от гор к равнинам.

Те же и многие другие задачи решались литологами с применением обычного гранулометрического анализа на примере многих рек. В результате была разработана система представлений о структуре крупнообломочного аллювия [7, 14, 18]. Достаточно полная сводка работ по данной тематике приведена в библиографическом справочнике В.Г. Чернова [17].

Особое внимание уделялось исследователями таким вопросам, как различие гранулометрии горного и равнинного аллювия, изменение структуры осадков вниз по течению реки и др. К наиболее общим закономерностям изменения гранулометрического состава аллювия вдоль по долине реки относятся прямая зависимость размера обломков от уклона и расхода воды, уменьшение их средней крупности [1, 4, 6 и др.]. Отмечено увеличение степени окатанности галечного материала от гор к равнинам, особенно на первых километрах транспортировки [2, 10, 15]. Установлено также множество частных закономерностей. Так, Н.Н. Верзилиным [3] на основе количественных расчетов для аллювия рек Ферганской впадины показано общее сокращение объемов обломочного материала средне- и крупногалечной размерности в направлении от гор к равнине. Выявлена зависимость среднего диаметра обломков аллювия от ширины дна речных долин, соотношения пород разного петрографического состава в питающих провинциях, влияния притоков [1], активности тектонических структур [7]. Л.Б. Рухин [14] зафиксировал увеличение среднего размера зерен песчаной составляющей крупнообломочного аллювия (заполнителя) на равнинном участке реки по сравнению с горным. А.А. Чистяковым [18] замечено резкое различие структуры гравийно-песчаного заполнителя валунно-галечных осадков р. Зеравшан на различных участках разветвленных русел.

Структуру аллювия с применением дробного гранулометрического анализа начали изучать сравнительно недавно [8, 9, 19]. Эти исследования трудоемки и пока не получили широкого распространения. Тем не менее обнаружилось принципиально новые возможности детального анализа состава и строения аллювиальных осадков.

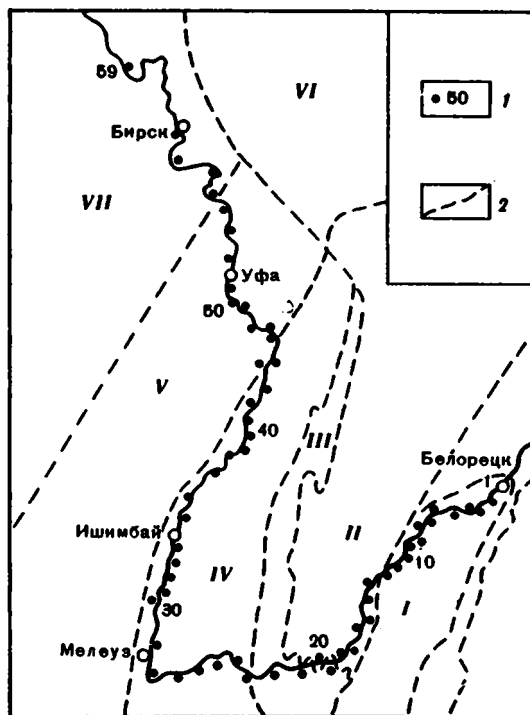
Первые результаты изучения дробной гранулометрии галечных аллювиальных осадков позволили разработать представление об их структуре на основе понятий о гетерогенности и зрелости. На примере аллювия р. Кубани установлено повышение степени сортировки зерен песчаного заполнителя крупнообломочного аллювия от гор к равнине [8]. Пологие и полимодальные кривые распределения частиц заполнителя, типичные для горного и предгорного участков реки, при переходе к равнинной зоне сменяются одномодальными островершинными. В дальнейшем при изучении гранулометрического состава крупнообломочных осадков различных рек СССР (Днестр, Вилуй, Печора, Онега, Дон, притоки Иртыша, Томи, Камы) установлены дополнительные особенности структуры аллювия в пределах различных тектоно-геоморфологических зон [9]. В качестве одного из важнейших признаков изменения структуры крупнообломочного аллювия при переходе от гор к равнинам отмечено зарождение и постепенное углубление дефицита обломочных частиц на границе гравийной и песчаной размерностей. Другим характерным признаком является трансформация полимодальной кривой распределения обломков в бимодальную. В то же время отчетливо проявились и общие особенности структуры крупнообломочного аллювия: полимодальность кривых распределения, плохая сортировка, гетерогенность и др., что существенно отличает его от песчаных и алевритовых осадков. Г. Иббекен [19] исследовал дробную гранулометрию приустьевых осадков горных рек Италии. В большинстве случаев выявлено бимодальное распределение обломочного материала с дефицитом зерен размером ~ 2 мм. Обломки гравийно-галечной части осадков преимущественно подчиняются распределению Розина, а песчаные зерна – логнормальному распределению.

Все предыдущие работы, основанные на дробном гранулометрическом анализе аллювия, либо охватывали небольшие участки долин разных рек, либо касались только песчаной части (заполнителя). Целью данной статьи является изучение дробной гранулометрии аллювия одной достаточно крупной реки практически на всем ее протяжении, включая горный, предгорный и равнинный участки.

Методика исследований

Пробы (общее число 59) отобраны из современного крупнообломочного аллювия фации прирусловой отмели долины р. Белой на участке от г. Белорецка до пр. Дюртюли протяженностью ~900 км (фиг. 1). Опробование проводилось с проходкой закопшек в головных частях кос.

Исходные пробы в полевых условиях рассеивались на специальном грохоте, сконструированном А.М. Трушиным (фиг. 2), с выделением классов, мм: >40; 40–31,5; 31,5–25; 25–20; 20–16; 16–12,5; 12,5–10; 10–8; 8–6,3; 6,3–5 и <5. Загрузка обломочного материала в грохот осуществлялась порциями по 10 кг. Масса проб колебалась от 67 до 210 кг в зависимости от максимальной крупности обломков. Обломки крупностью более 40 мм классифицировали с помощью проволочных петель. При этом дополнительно выделяли классы, мм: >100, 100–80, 80–63, 63–50 и 50–40. Как сита грохота, так и петли имели квадратную форму ячеек. Все классы взвешивали на безмене с точностью до 0,1 кг. Из материала крупностью <5 мм отбирали среднюю пробу массой 1–2 кг для последующего исследования в лаборатории. Морфология обломков из нескольких узко-



Фиг. 1. Тектоническое строение района исследований и места отбора проб в долине р. Белой

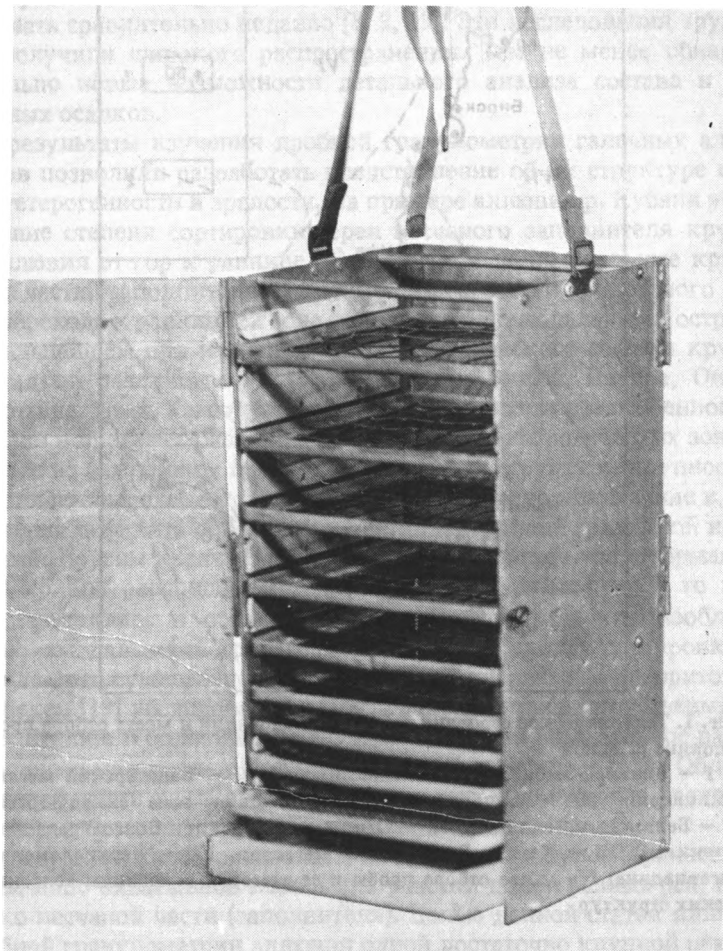
I – Зилайро-Эмбинский мегасинклиниорий, II – Башкирский мегантиклинорий, III – Западно-Уральская внешняя зона складчатости, IV – Бельская мегавпадина, V – Юго-Восточный склбн Волго-Уральской антеклизы, VI – Камско-Башкирский мегасвод, VII – Верхнекамская мегавпадина; 1 – место отбора пробы и ее номер, 2 – границы тектонических структур

размерных классов оценивалась на основе замеров трех поперечников (по 25–100 обломкам каждого класса).

В лабораторных условиях проводили отмучивание алеврито-глинистых частиц ($<0,05$ мм). Более крупный материал рассеивали на дробном наборе сит с выделением классов, мм: 5–4; 4–3,15; 3,15–2,5; 2,5–2; 2–1,6; 1,6–1,25; 1,25–1; 1–0,8; 0,8–0,63; 0,63–0,5; 0,5–0,4; 0,4–0,315; 0,315–0,25; 0,25–0,2; 0,2–0,16; 0,16–0,125; 0,125–0,1; 0,1–0,08; 0,08–0,063; 0,063–0,05. Таким образом, в интервале от 100 до 0,05 мм обломочный материал разделен на 33 фракции в соответствии с гранулометрической γ -шкалой Батурина.

Классификация обломков крупнее 100 мм на дробные гранулометрические фракции даст достоверный результат только при значительном увеличении массы пробы в соответствии с формулой Ричардса – Чечотта [11]. При этом трудоемкость и длительность полевых исследований резко возрастают, что явно нецелесообразно. Дробному анализу не подвергали также частицы $<0,05$ мм из-за небольшого содержания в осадке (обычно $<1\%$).

По результатам полевых и лабораторных исследований рассчитан общий гранулометрический состав аллювия. При обработке данных использована ПЭВМ "Искра-226".



Фиг. 2. Полевой грохот для дробного гранулометрического анализа крупнообломочного аллювия

Геологическое и тектоно-геоморфологическое строение долины р. Белой

В долине реки размывается разнообразный комплекс пород. На горном участке, ниже г. Белорецка, в разрезах представлены ордовикские, силурийские и девонские породы, преимущественно терригенные и карбонатные: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, доломиты, известняки. Ниже по течению, в районе устьев рек Кага и Авзян, долина врезана в породы верхнего протерозоя: конгломераты, кварцитовидные песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки и доломиты. Еще ниже по течению, также в пределах горного участка, долина реки вновь прорезает терригенно-карбонатный комплекс палеозойских пород (ордовик, силур, девон, карбон). В предгорьях и на равнинной территории широко распространены пермские породы: песчано-глинистые образования с прослоями гравелитов и конгломератов, глинистые известняки и др. На равнинном участке среди питающих пород

заметную роль играют кайнозойские терригенные образования (аллювиальные террасы и другие генетические типы отложений). В бассейне реки притоками размываются также магматические породы, преимущественно ультраосновного состава [16]. Таким образом, преобладание в источниках питания терригенных пород, широкое распространение среди них конгломератов и гравелитов являются благоприятными предпосылками для формирования мощных толщ крупнообломочного аллювия р. Белой, который во многом наследует особенности структуры размываемых пород.

В тектоническом отношении долина реки приурочена к трем главнейшим структурам: складчатому Уралу, Предуральскому краевому прогибу и восточной части Русской платформы. В пределах складчатого Урала выделяются три тектонические зоны, которые последовательно пересекает река: Зилаир-Эмбинский мегасинклиниорий, южное окончание Башкирского мегантиклинория и Западно-Уральская внешняя зона складчатости. Предгорный участок долины в основном приурочен к Бельской мегавпадине, равнинный – к юго-восточному склону Волго-Уральской антеклизы и Верхнекамской мегавпадине (см. фиг. 1). Геоморфологические особенности строения долины свидетельствуют об активности тектонических блоков на разных этапах геологической истории, включая неотектонический. Неотектонические движения в долине реки проявились достаточно контрастно. Суммарный подъем земной коры за неотектонический этап на горном участке долины превышает 300 м, в предгорьях и на равнине составляет 100–200 м. На картах новейших тектонических движений СССР, составленных под редакцией Н.И. Николаева (1959 и 1977 гг.), в пределах горного участка долины на отрезке от г. Белорецка до устья р. Авзян выделяется зона относительного неотектонического опускания, где суммарный подъем составил менее 200 м. Присутствие новейших разрывов на горном участке свидетельствует о неотектонической активности блоков разного порядка. Например, серия новейших разрывов сопровождает южное окончание Башкирского мегантиклинория. В предгорьях фиксируется зона относительного опускания (на участке от г. Мелеуза до устья р. Сим), где общий подъем земной коры за неотектонический этап составил менее 100 м.

На карте новейшей тектоники Южного Приуралья, приведенной в работе А.П. Рождественского [12], в предгорьях и на равнине суммарный подъем за неотектонический этап составляет от 100 до 200 м, за исключением участка от г. Ишимбая до устья р. Сим, а также приустьевой части долины, где этот подъем не превышает 100 м.

О повсеместном относительном подъеме территории Южного Приуралья на современном этапе можно судить по результатам повторного нивелирования вдоль железнодорожной линии Куйбышев – Челябинск, причем минимальная скорость современного подъема отмечена в пределах Бельской мегавпадины (0,8 мм/год). Результаты повторного нивелирования подтверждают унаследованный от древних тектонических структур характер современных движений земной коры [12].

Для рек бассейна р. Белой установлена отчетливая зависимость уклонов русел от неотектоники: в пределах положительных морфоструктур уклоны повышенные, отрицательных – пониженные [12]. Это обуславливает зависимость и гранулометрического состава крупнообломочного аллювия от тектонического строения территории.

Общие особенности структуры крупнообломочного аллювия

Наиболее общей особенностью структуры крупнообломочного аллювия р. Белой является полимодальность кривых распределения обломочного материала. Последняя рассматривается как проявление гетерогенности аллювия,

Таблица 1

Характеристика основных субраспределений обломочных частиц алявния р. Белой

Субраспределение	Фракция	Мода, мм	Доля в осадке, % (пределы значений)	Окатанность	Петрографический состав
<i>a</i>	Валунная, крупногалечная	80—63 или 63—50	0—30	Слабая или средняя	Кварциты, эффузивы, песчаники
<i>b</i>	Среднегалечная	40—31,5 или 31,5—25	0—35	Средняя	Кварциты, эффузивы, сланцы, песчаники, кварц
<i>c</i>	Мелкогалечная	20—16 или 16—12,5	2—35	Средняя или высокая	Сланцы, кварц, кварциты, эффузивы, известняки, песчаники, гнейсы, амфиболиты
<i>d</i>	Крупногравийная	8—6,3	8—28	Средняя	Кварц, сланцы, кварциты, эффузивы, известняки
<i>e</i>	Среднегравийная	4—3,15	6—23	Средняя и слабая	Кварц, кварциты, известняки, сланцы, эффузивы
<i>f</i>	Крупно- и среднеспесчаная	От 1—0,8 до 0,315—0,25	5—50	То же	Кварц, полевые шпаты, слюды

представляющего собой смесь ряда совокупностей обломочных частиц (суббрас-пределений). Каждое суббраспределение обломков связано с определенными источниками питания, по-разному переносится водным потоком и отлагается в осадок, занимает разные позиции в объеме аллювиального слоя в соответствии с эффектом упаковки [9, 21].

Перенос донных наносов в долине р. Белой, как и в долинах других аналогичных рек, осуществляется в пределах сплошного движущегося, или активного, слоя [4]. Такая форма переноса обломочного материала благоприятна для формирования структуры осадка, основой которой является крупнообломочный каркас. Роль последнего выполняет суббраспределение наиболее крупных обломков. В активном слое донных наносов в промежутках между крупными обломками перемещаются обломки меньших размеров; их крупность соответствует диаметру пор крупнообломочного каркаса. В сформировавшемся осадке они образуют второе по размерам суббраспределение обломков и т.д. Высокая бурность и турбулентность потока, проявляющиеся в его вихревой структуре, способствуют также переносу мелкообломочного материала в составе донных наносов. В период спада половодья все более мелкие частицы занимают свободные пустоты в осадке. В конечном итоге формируется полимодальная структура крупнообломочного аллювия.

На разных участках реки в соответствии со скоростью потока меняются степень его турбулентности и мощность активного слоя. При этом роль каркаса в осадке могут выполнять суббраспределения более мелких обломков. При еще более низких скоростях потока количество крупных обломков в донных наносах оказывается недостаточным для образования каркаса. Происходит своеобразная "инверсия" структуры осадка: крупные обломки незакономерно разбросаны в массе более мелких (песчаных и гравийных) частиц.

Основную роль в формировании крупнообломочного аллювия р. Белой играют обломки шести суббраспределений: трех галечных, двух гравийных и одного песчаного (табл. 1). Кроме того, в аллювии горного участка реки присутствует суббраспределение, приуроченное к валунной части гранулометрического спектра. Однако поскольку содержание обломков размером более 100 мм оценивалось суммарно, дать достаточно полную характеристику валунного суббраспределения не представляется возможным.

В структуре крупнообломочного аллювия р. Белой отмечается та же особенность, которая была установлена для русловых осадков многих рек: моды основных суббраспределений обычно разделены одинаковым интервалом, равным 3φ [9]. Поэтому они приурочены к классам, размерность которых составляет последовательность, кратную двум, мм: 80–63, 40–31; 20–16 и т.д. Исключение составляет мелкогравийная часть гранулометрического спектра, к которой тоже приурочено суббраспределение зерен, но последнее не играет заметной роли в составе аллювия.

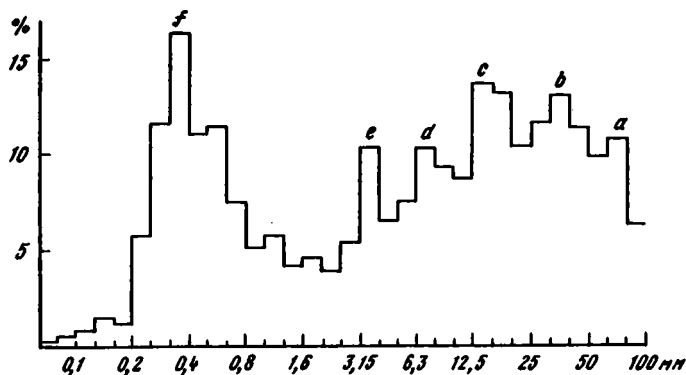
При формировании структуры крупнообломочного аллювия выдерживается определенное количественное соотношение (сопряженность) между суббраспределениями. Особенно наглядно сопряженность выявляется при сравнении содержаний обломков модальных классов основных суббраспределений (табл. 2). Как правило, наблюдается последовательное снижение содержания обломков от максимальной моды к соседним модальным классам. Эта особенность, с одной стороны, является результатом регулирующей роли скорости водного потока, а с другой – связана с проявлением эффекта упаковки при выпадении обломков в осадок. Отклонения заметны для песчаных частиц (суббраспределение f), которые в основной массе осаждаются в заключительную стадию осадконакопления, во время спада половодья, и заполняют поры между обломками крупнообломочного каркаса.

Содержание обломков в модальных классах основных субраспределений аллювия, %

Номер пробы	Субраспределения					
	a	b	c	d	e	f
<i>Горный участок р. Белой</i>						
2	—	10,0	11,7	6,5	3,1	1,6
4	—	7,9	9,6	5,9	3,3	1,5
5	—	8,4	6,2	5,4	5,4	3,4
8	—	4,9	10,6	8,6	4,3	2,5
12	8,2	9,9	4,3	3,1	2,4	2,3
13	6,1	8,1	5,5	3,8	2,5	3,9
14	—	12,7	6,2	3,4	2,4	4,7
15	7,8	9,5	4,6	4,0	2,7	3,1
16	9,9	4,8	3,3	3,1	2,4	2,4
17	3,6	5,1	5,3	3,2	1,8	2,4
18	8,6	7,2	5,7	4,6	3,7	2,4
19	7,1	7,2	6,3	5,1	3,4	2,8
21	—	8,9	8,5	4,4	4,4	4,4
22	—	9,5	9,0	3,6	1,4	4,7
23	—	11,5	6,2	3,5	1,6	1,8
24	5,7	6,6	6,0	4,7	3,5	3,2
25	—	9,0	6,9	4,3	3,3	2,7
<i>Предгорный участок р. Белой</i>						
27	—	—	11,1	4,7	3,7	3,0
29	—	7,9	6,7	5,8	3,3	2,9
31	—	7,0	6,1	10,3	6,3	2,4
32	—	11,7	8,0	4,7	1,8	2,4
33	—	8,5	7,2	4,3	3,2	2,9
34	—	9,8	13,2	7,2	2,8	0,2
35	—	10,7	13,3	4,4	3,1	2,0
36	—	8,7	6,7	5,3	2,7	6,3
37	—	4,9	9,5	7,7	4,2	6,0
38	—	—	10,0	8,8	5,1	10,1
39	—	7,8	10,5	4,7	2,6	5,5
40	—	—	9,3	9,5	6,7	3,7

Характерной особенностью структуры крупнообломочного аллювия р. Белой в предгорьях и на равнине является глубокий дефицит обломочных частиц на границе гравийной и песчаной размерностей. При анализе кривых гранулометрического состава осадков устанавливается наличие двух видов дефицитов обломков. В основном они соответствуют стыкам субраспределений. Например, наиболее устойчивое положение на гранулометрической шкале занимают дефициты, приуроченные к классам, мм: 63–50, 25–20; 12,5–10; 5–4. Дефициты данного вида, как правило, неглубокие и охватывают сравнительно узкую часть гранулометрического спектра (обычно 1γ). В среднем содержание частиц в дефицитном узкоразмерном классе примерно на 50% меньше, чем содержание обломков в соседних модальных классах.

Дефицит зерен на границе гравийной и песчаной размерностей отличается рядом существенных признаков. Во-первых, он значительно более глубокий. В пределах наиболее глубокой части дефицита содержание обломков узкоразмерного класса снижается в одной из проб до 0,2% и ни в одной из них не превышает 3,3%. Эти содержания меньше, чем модальные значения для соседнего субраспре-

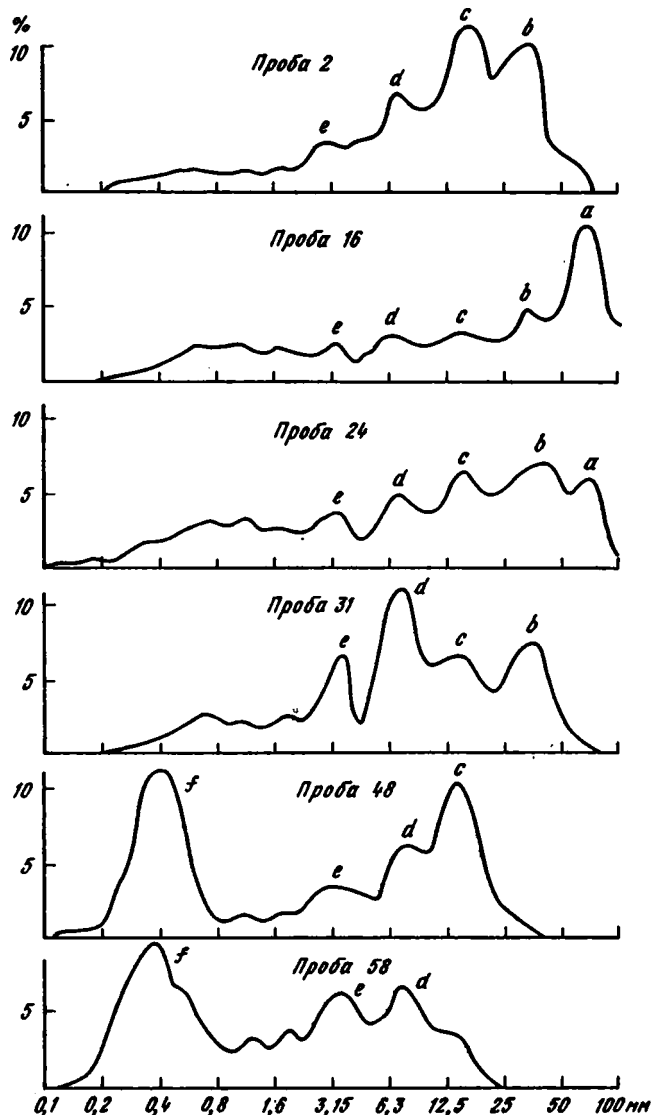


Фиг. 3. Гистограмма максимальных содержаний обломочных частиц в узкоразмерных классах (а, б, с, d, е, f — на этой и следующих фигурах субраспределения обломочных частиц);

деления *f*, в десятки раз. Во-вторых, этот дефицит значительно шире и обычно занимает интервал гранулометрической шкалы от 2,5 до 0,63 мм, т.е. 6у. Самая глубокая часть дефицита чаще всего приурочена к узкоразмерным классам, мм: 2,5–2; 1,6–1,25 и 1–0,8. Рассматриваемый дефицит отчетливо проявляется на гистограмме максимальных содержаний обломков в узкоразмерных классах (фиг. 3).

Проблема образования дефицита на границе гравийной и песчаной размерностей в терригенных осадках, и в частности в аллювии, широко обсуждается литологами на протяжении многих лет. Высказан весьма широкий спектр мнений: от признания всеобщего характера данного дефицита до полного его отрицания. Ученые, отстаивающие первую точку зрения, обычно обнаруживают дефицит обломочных зерен в интервале от 4 до 1 мм [13, 14, 19, 22, 23, 25]. Причинами его образования считают различие форм переноса в русле реки гравийных обломков и песчаных зерен, неустойчивость зерен мелкогравийной размерности при транспортировке, особенности механического разрушения коренных пород в процессе их физического выветривания и др. Другая группа ученых рассматривает дефицит как результат сочетания различных методов гранулометрического анализа или влияния формы зерен на данные ситового отсева [20]. Наконец, некоторые исследователи вообще не обнаружили дефицита зерен вблизи размерности 1 мм, несмотря на применение дробного гранулометрического анализа [24].

Результаты наших исследований структуры крупнообломочного аллювия р. Белой подтверждают реальность дефицита на границе гравийной и песчаной размерностей. В то же время он отмечается не во всех анализах, что объясняет, почему ряд ученых его не обнаружили. Дело в том, что дефицит зерен на стыке гравийной и песчаной размерности — закономерный результат преобразования структуры крупнообломочного аллювия при переносе обломочного материала вниз по течению реки — от гор к равнинам. Появление этого дефицита, с нашей точки зрения, прежде всего обусловлено механической неустойчивостью мелкогравийных и крупнопесчаных зерен при переносе, так как среди них значительную долю составляют обломки пород и сростки. Кроме того, гравийная фракция в аллювиальных обстановках подвергается наиболее сильному биохимическому выветриванию [5]. Наконец, определенную роль играет состав питающих пород, структура которых наследуется аллювием. Конкретные данные по аллювию р. Белой будут приведены ниже.



Фиг. 4. Типичные кривые распределения обломочного материала аллювия р. Белой. Условные обозначения см. на фиг. 3

Типы крупнообломочного аллювия

С учетом соотношения субраспределений можно выделить три типа крупнообломочных осадков фации прирусловой отмели аллювия р. Белой (фиг. 4).

Валунно-галечные – сложены в основном обломками субраспределений *a* и *b*. Присутствует также субраспределение валунных обломков. Для данного типа аллювия характерны последовательное уменьшение доли субраспределений от крупно- к мелкообломочному и соответственно снижение содержания обломков в модальных классах от крупных к мелким. Валунно-галечные осадки типичны для участков горного рельефа, на которых наблюдается интенсивный современный подъем земной коры и возрастают уклоны водной поверхности.

Гравийно-галечные – состоят преимущественно из обломков субраспределений *b*, *c*, *d* и *e* в разных сочетаниях, редко присутствует субраспределение *a*. В осадках могут преобладать субраспределения *b*, *c* и *d* в зависимости от особенностей тектонической и геоморфологической обстановок, которые обуславливают гидрологический режим водного потока. Гравийно-галечные осадки – наиболее распространенный тип крупнообломочного аллювия фации прирусловой отмели р. Белой. Они характерны для различных участков долины (горного, предгорного и равнинного).

Гравийно-песчаные – включают обломочные зерна субраспределений *d*, *e* и *f* с преобладанием последнего. В небольших количествах возможна примесь обломков субраспределения *c*. Гравийно-песчаные осадки, обычно с примесью редкой гальки, встречаются только на равнинном участке долины.

Влияние тектонической обстановки на структуру аллювия

Современная тектоническая активность блоков земной коры наиболее заметно сказывается на гранулометрии горного аллювия р. Белой. С учетом крупности и особенностей структуры аллювия горный участок можно разделить на три зоны.

Верхняя по течению зона (от г. Белорецка до устья р. Авзян) приурочена к Зилаиро-Эмбинскому мегасинклинию. В связи с тем, что приуроченный к этой зоне блок испытывает относительное опускание, гранулометрия аллювия отличается следующими особенностями. Преобладают в осадке субраспределения *b* и *c*, а в некоторых случаях *d*. Практически отсутствуют в аллювии фации прирусловой отмели обломки субраспределения *a* и валуны. Доля обломков размером более 50 мм не превышает 6,5%, средний размер колеблется в пределах 11–21 мм.

Средняя зона (от устья р. Авзян до устья р. Иргизлы) охватывает участок долины, непосредственно примыкающий к Башкирскому мегантиклинарию. Благодаря активному современному подъему соответствующего блока земной коры в русле возрастает скорость водного потока. Осадки прирусловых отмелей сложены в основном обломками субраспределений *a* и *b*, лишь в единичных пробах преобладает субраспределение *c*. На косах постоянно присутствуют валуны (до 30%). Содержание обломков размером крупнее 50 мм колеблется от 15 до 45%, а средний размер обломков аллювия прирусловых отмелей от 26 до 53 мм.

Нижняя по течению зона (от устья р. Иргизлы до дер. Ялчина), которой заканчивается горный участок долины, приурочена к Западно-Уральской внешней зоне складчатости. Данный блок испытывает относительно слабое современное поднятие. Здесь аллювий сложен в основном теми же субраспределениями, однако преобладает среди них субраспределение *b*. Содержание валунов не превышает 10%, обломков крупнее 50 мм – от 5 до 25%. Средний размер обломков аллювия фации прирусловой отмели колеблется от 19 до 35 мм.

В предгорьях и на равнине наблюдаются менее контрастные изменения крупности и структуры аллювия на отдельных участках долины, что объясняется более слабой современной активностью земной коры. Некоторое укрупнение обломочного материала происходит в зонах пересечения локальных положительных структур. В качестве примера можно привести зону Ишимбаевского поднятия. В пределах данной зоны, испытывающей унаследованный современный подъем земной коры, наблюдается общее укрупнение аллювия. Появляются обломки размером более 80 мм в количестве 0,6%, в то время как выше по течению вплоть до г. Мелеуза они в осадках прирусловых отмелей отсутствуют; содержание обломков размером более 50 мм достигает 11%, выше по течению их

не более 8%. Модальный класс преобладающего в осадке субраспределения b сдвигается в сторону более крупного узкоразмерного класса (50–40 мм). Средний размер обломков возрастает до 16–24 мм, выше по течению он меняется в пределах от 11 до 18 мм. На участках пересечения рекой локальных отрицательных структур в осадках резко сокращается доля крупногалечных обломков, а в среднегалечной части гранулометрического спектра мода смещается к самому мелкому классу (31,5–25 мм). Средний размер обломков аллювия снижается до 5 мм и менее.

Изменение структурных характеристик аллювия от гор к равнине

Средний размер обломков. Тенденция уменьшения средней крупности обломков фации прирусловой отмели вниз по течению р. Белой проявляется достаточно отчетливо, но существенно осложняется неоднородностью тектонического строения территории (фиг. 5, а).

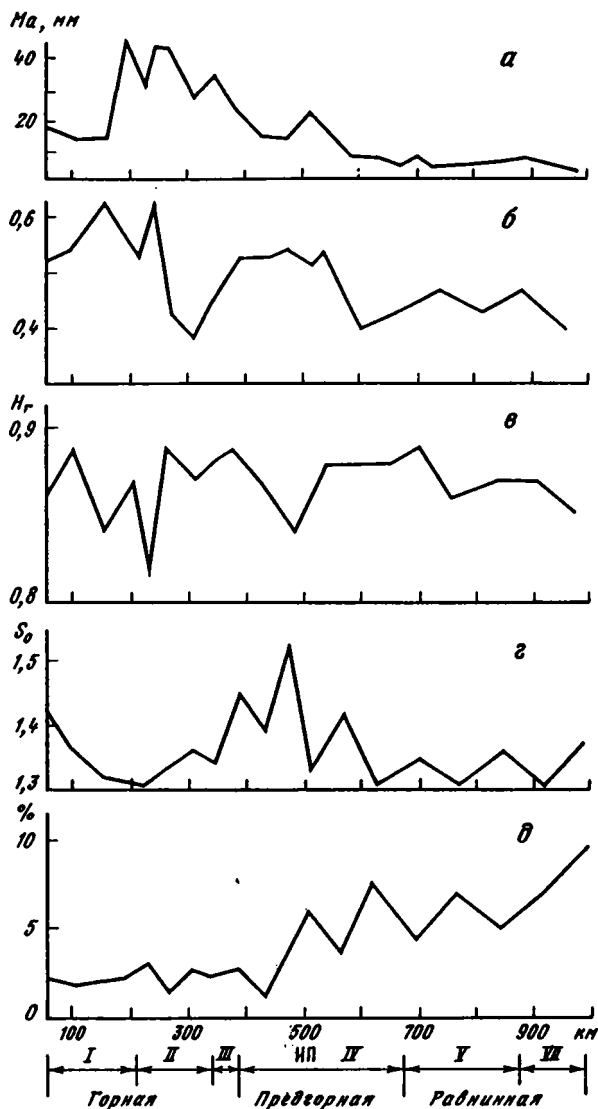
Максимальный средний размер обломков аллювия отмечен на горном участке и составляет 53 мм, минимальный 1,5 мм – в нижнем течении реки (по частным данным). Следует иметь в виду, что в низовьях речные косы преимущественно песчаные, а крупнообломочный аллювий встречается фрагментарно на ограниченном числе отмелей.

Средний размер зерен заполнителя крупнообломочного аллювия (частицы размером 1–0,05 мм) также уменьшается вниз по течению, хотя и не столь заметно. Среднее значение данного показателя для горного участка составляет 0,55 мм, для равнинного – 0,40 мм (см. фиг. 5, б). Этот результат находится в противоречии с данными Л.Б. Рухина [14]. В горах и предгорьях максимальная мода для зерен заполнителя обычно приурочена к узкоразмерному классу 0,8–0,63 мм, на равнине – к классам 0,63–0,5 и 0,4–0,315 мм.

Сортировка. В качестве меры сортированности зерен по крупности для осадков с полимодальными кривыми распределения предложено использовать коэффициент относительной энтропии H , [13]. Крупнообломочные осадки фации прирусловой отмели р. Белой характеризуются значениями H , в пределах 0,77–0,92. Таким образом, они относятся к несортированным и абсолютно несортированным. Какой-либо тенденции изменения величины H , вниз по течению не замечено (см. фиг. 5, в). Несортированность крупнообломочных осадков реки является одним из характерных следствий их гетерогенности. В свою очередь, гетерогенность аллювия определяется непостоянством гидрологического режима водного потока в период паводка, разнообразием источников питания аллювия, интенсивностью современных движений земной коры, способствующих активизации процессов эрозии.

Кривые распределения зерен заполнителя в горном аллювии сравнительно пологие одномодальные или полимодальные, в равнинном – чаще одномодальные. Степень сортировки зерен заполнителя наиболее низкая в предгорьях (S_b в среднем 1,4), а в аллювии гор и равнины приблизительно одинакова: в среднем S_b для горного участка составляет 1,35, а равнинного – 1,33. Можно сделать вывод о незначительном повышении степени сортировки зерен заполнителя в равнинном крупнообломочном аллювии по сравнению с аналогичным показателем для горного и предгорного участков (см. фиг. 5, г).

Морфология обломков. Форма галечных обломков аллювия р. Белой очень разнообразна и зависит от их крупности, источников питания, петрографического состава, длительности транспортировки и других факторов. Соотношение между основными морфологическими группами обломков меняется в различных узкоразмерных классах. Для обломков одного класса это соотношение непостоянно на разных участках долины.



Фиг. 5. Изменение структурных характеристик осадков вниз по течению р. Белой (по средним данным)

a — средний размер обломков; *b* — средний размер зерен заполнителя; *c* — коэффициент нормированной энтропии; *d* — коэффициент сортировки зерен заполнителя; *e* — разность содержаний обломочных частиц в модальном классе субраспределения *f* и в классе, соответствующем наиболее глубокой части дефицита; I—VII — тектонические структуры (см. фиг. 1); ИП — Ишимбаевское поднятие

В изменении морфологии обломков по гранулометрическим фракциям установлена общая тенденция: от крупных классов к мелким увеличивается доля изометрических разностей и уменьшается доля уплощенных (табл. 3).

Вниз по течению реки в каждом классе возрастает доля уплощенных и изометрических обломков, хотя данная тенденция проявляется неодинаково для обломков разной крупности (табл. 4). Кроме того, вниз по течению уменьшается степень уплощенности и удлиненности галек. Например, в узкоразмерном

**Соотношение галек разной формы в аллювии р. Белой
(класс 31,5–25 мм), %**

Номер пробы	Морфология галек			
	уплощенные	изометрические	удлиненные	дошчатые
1	30	—	22	48
7	38	—	20	42
14	24	—	14	62
19	24	2	16	58
24	26	4	28	42
39	54	4	15	27

Примечание. Проба 39 относится к предгорному участку долины, остальные пробы — к горному.

Таблица 4

**Соотношения галек разной формы в модальных классах основных
субраспределений аллювия предгорьев р. Белой, %**

Субраспределение	Класс, мм	Морфология галек			
		изометрические	уплощенные	удлиненные	дошчатые
b	31,5–25	4	54	15	27
c	16–12,5	4	43	33	20
d	8–6,3	10	20	31	39

классе 31,5–25 мм на участке вблизи устья р. Каны (горная зона) средняя степень уплощенности галек соответствующей морфологической группы равна 1:8, а ниже г. Стерлитамака (предгорья) — 1:5. Наибольшая длина галек того же узкоразмерного класса на горном участке составляет 104 мм, на предгорном — 65 мм.

Дефицит мелкогравийно-крупнопесчаных зерен. Присутствие дефицита на границе песчаной и гравийной размерности зерен в отдельных пробах отмечено уже на горном участке. Здесь он заметно отличается от других дефицитов, фиксирующих стыки субраспределений обломков, однако еще не достигает параметров, типичных для равнинного аллювия: имеет сравнительно небольшую ширину (3–4) и умеренную глубину (разница между содержанием зерен в наиболее глубокой части дефицита и в модальном классе соседнего субраспределения f не превышает 4,5%). Следует подчеркнуть, что на горном участке долины данный дефицит обнаруживается только в аллювии литофаций, характеризующихся ослабленной динамикой водного потока, и скорее всего унаследован от питающих терригенных пород.

С середины предгорного участка (ниже г. Стерлитамака) дефицит на границе гравийной и песчаной размерностей обнаруживается во всех без исключения разностях аллювия. С этого пункта и далее вниз по течению постепенно возрастают ширина и глубина дефицита (см. фиг. 5, δ). Например, в низовьях ширина

дефицита в отдельных пробах достигает $\delta\gamma$, а превышение моды субраспределения над наиболее глубокой частью дефицита – 15%.

Зрелость аллювия. Зрелость крупнообломочного аллювия прежде всего определяется типом кривой распределения (поли- или бимодальная), глубиной и шириной дефицита зерен на границе гравийной и песчаной размерностей [9]. В частности, осадки высокой степени зрелости характеризуются бимодальной кривой распределения и глубоким дефицитом мелкогравийно-крупнопесчаных зерен. Кроме того, необходимо учитывать степень окатанности обломочного материала и его морфологию.

Вниз по течению р. Белой постепенно повышается зрелость крупнообломочного аллювия. Это проявляется в уменьшении числа основных субраспределений обломков (с 6 до 3), увеличения содержания обломков в модальных классах, углублении и расширении дефицита зерен на границе гравийной и песчаной размерностей, повышении степени окатанности обломочного материала, увеличении доли обломков уплощенной и изометрической форм.

Однако по степени зрелости крупнообломочный аллювий равнинного участка р. Белой существенно отличается от типичного равнинного аллювия. Так, в долине реки вообще не обнаружены песчано-гравийно-галечные осадки высокой степени зрелости с характерной бимодальной кривой распределения. Довольно низкая степень зрелости крупнообломочного равнинного аллювия р. Белой обусловлена, вероятно, близостью горных сооружений и соответствующей структурой питающих пород.

1. Основными особенностями структуры крупнообломочного аллювия р. Белой, установленными по результатам дробного гранулометрического анализа, являются полимодальность кривых распределения обломочного материала, сопряженность количественного содержания субраспределений обломков, наличие глубокого дефицита зерен на границе гравийной и песчаной размерностей, низкая степень зрелости, слабая сортировка обломков по крупности.

2. Основные типы крупнообломочных осадков фации прирусловой отмели (валунно-галечные, гравийно-галечные и песчано-гравийные) существенно различаются по соотношению субраспределений обломков.

3. Большую роль в изменении структуры аллювия на разных участках долины играет тектонический фактор. Наиболее грубый аллювий наблюдается на участке, непосредственно примыкающем к Башкирскому мегантиклинорию, где зафиксированы интенсивные восходящие движения земной коры.

4. Вниз по течению реки от гор к равнине существенно уменьшается средний размер обломков в соответствии со сменой валунно-галечных осадков гравийно-песчаными, расширяется и углубляется дефицит мелкогравийно-крупнопесчаных зерен, до некоторой степени возрастает зрелость аллювия, увеличивается доля изометрических и уплощенных обломков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беркович К.М., Литвин Л.Ф., Лодина Р.В., Сахарова Е.И. Формирование вещественного состава аллювия горных рек (на примере Западного Закавказья) // Формирование россыпей в речных долинах. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 29–35.
2. Борсук О.А. Изменение характеристик аллювия на реках разных порядков // Формирование россыпей в речных долинах. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 35–38.
3. Верзилин Н.Н. Изменение петрографического состава и количества галечного материала вниз по течению современных рек Ферганской долины // Аллювий. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1976. С. 3–12.
4. Гончаров В.Н. Основы динамики русловых потоков. Л.: Гидрометеиздат, 1954. 452 с.
5. Добровольская Н.Г. О взаимосвязи механического истирания и субкавального биохимического выветривания аллювия горных рек // Тез. докл. III Всесоюз. конф. "Динамика и термика рек, водохранилищ и окраинных морей". Т. 1. М., 1989. С. 190–191.

6. Ибад-Заде Ю.А. Движение наносов в открытых руслах. М.: Стройиздат, 1974. 352 с.
7. Лунев Б.С. Дифференциация осадков в современном аллювии. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1967. 333 с.
8. Осовецкий Б.М. Вещественный состав современного аллювия р. Кубани и условия его формирования // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 1. С. 66–80.
9. Осовецкий Б.М. Структура крупнообломочного аллювия по данным дробного гранулометрического анализа // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 1. С. 67–77.
10. Разумихин Н.В. Палеогеографические и гидрологические основы формирования аллювиальных россыпей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 256 с.
11. Ревин В.В. Четвертичные пески и песчано-гравийные отложения. М.: Недра, 1977. 185 с.
12. Рождественский А.П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука, 1971. 303 с.
13. Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
14. Рухин Л.Б. О закономерностях формирования гранулометрического состава речных песков // Науч. бюл. ЛГУ. 1947. № 19. С. 39–41.
15. Сахарова Е.И., Лебедева Н.В. О факторах, определяющих состав аллювия р. Мзымты // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 1. С. 97–110.
16. Смирнов Ю.Д., Боровко Н.П. Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 199 с.
17. Чернов В.Г. Псефиты (Библиографический справочник). М.: Изд-во МГУ, 1986. 376 с.
18. Чистяков А.А. Горный аллювий. М.: Недра, 1978. 287 с.
19. Ibbeken H. Jointed source rock and fluvial gravels controlled by Rosin's law: a grain-size study in Calabria, South Italy // J. Sediment. Petrol. 1983. V. 53. N 4. P. 1213–1231.
20. Kennedy S.K., Meloy T.P., Durney T.E. Sieve data-size and shape information // J. Sediment. Petrol. 1985. V. 55. N 3. P. 356–360.
21. Moss A.J. Bed-load sediments // Sedimentology. 1972. V. 18. N 34. P. 159–219.
22. Pettijohn F.J. Sedimentary rocks. 2-nd ed. N.Y.: Harper, 1957. 718 p.
23. Russell R.J. Where most grains of very coarse sand and fine gravel are deposited // Sedimentology. 1968. V. 14. N 11. P. 31–38.
24. Shea J.H. Difficiencies of clastic particles of certain sizes // J. Sediment. Petrol. 1974. V. 44. N 4. P. 985–1003.
25. Spencer D.W. The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments // J. Sediment. Petrol. 1963. V. 33. N 1. P. 180–190.

Пермский государственный
университет

Поступила в редакцию
24.III. 1991

УДК 551.12:551.81

© 1993 Бородин Л.С.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АРХЕЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Рассмотрены закономерности петрохимической эволюции архейской континентальной коры. Показана несовместимость эволюционных корообразующих трендов с трендами главных магматических формаций современных областей наращивания континентальной коры. Установлена доминирующая роль в формировании сиалической коры не мантийного магматизма, а внутрикоровой гранитизации и осадочно-метаморфической дифференциации. Впервые в качестве эволюционных аналогов для ранних этапов образования коры выделены Алданский и Анабарский щиты, для поздних — Канадский и Украинский.

На основе сравнительного анализа питающих провинций и специфики состава характерных для них магматических пород рассмотрены многие закономерности связи осадконакопления и рудогенеза с магматизмом определенных этапов становления континентальной коры [28, 29]. Наиболее достоверно такой анализ может быть выполнен для верхних уровней дифференцированной гранито-гнейсовой оболочки, где гранитоиды и другие магматические породы бесспорно служат первичными источниками материала осадочных пород. Однако по мере перехода к более глубоким эрозионным срезам щитов с участками все более древней коры метаосадочные породы, вовлекаемые в процессы ультраметаморфизма и глубиннокорового анатексиса, выступают уже в качестве первичных источников по отношению к наиболее распространенным на континентах типам гранитоидов (S-гранитам).

Согласно данным изотопно-геохимических исследований, масштабы рециклирования корового материала заметно возрастают, начиная с позднего архея. Однако признаки унаследования древнейшего материала более молодыми коровыми комплексами проявлены и на ранних этапах формирования коры — в "серогнейсовых" и других раннеархейских комплексах [1]. Существенно, что на различных этапах формирования коры наблюдается общая корреляция состава магматических и осадочных (метаосадочных) пород [25, 26]. Таким образом, можно считать, что на глобальном уровне корообразования результаты процессов осадконакопления и магматизма представлены общим рядом средних (валовых) составов последовательно формирующейся континентальной коры. В этом аспекте особенно принципиален вопрос о типах главных источников корового материала, прежде всего для архейской коры, слагающей до 3/4 массы континентов. Различные подходы к этому дискуссионному вопросу непосредственно связаны с выбором той или иной из предложенных к настоящему времени моделей образования континентов и в конечном счете отражают различное отношение исследователей к возможности приложения к докембрию современных представлений тектоники плит.

В настоящей статье предлагается новый подход к обсуждаемой проблеме на основе разработанного в последние годы автором метода эволюционных петрохимических трендов щелочности — известковистости магматических серий и корообразующих формаций [5–8]. Преимущественное внимание будет уделено

двум взаимосвязанным аспектам этой проблемы: 1) эволюционной последовательности главных типов магматических и метасадочных пород и 2) петрохимическим трендам типовых корообразующих формаций в связи с эволюцией среднего состава архейской коры на примере ряда древних щитов – Канадского, Украинского, Алданского и Анабарского.

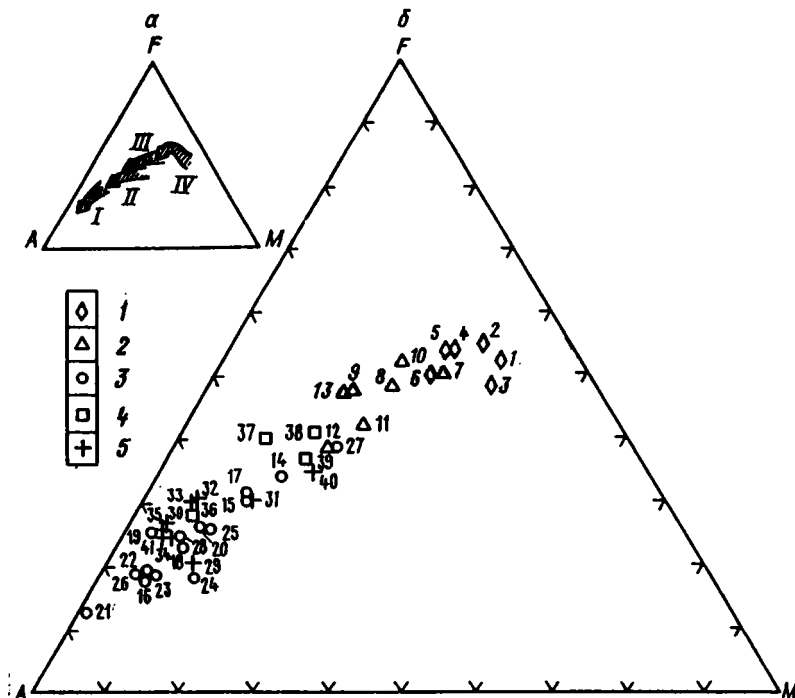
Об эволюционной последовательности главных типов осадочных и магматических пород континентальной коры

Среди современных исследований, посвященных химической эволюции континентальной коры, следует выделить широко известные работы А.Б. Ронова, А.А. Ярошевского и др. Ими были обобщены обширные аналитические материалы по составу наиболее распространенных в земной коре групп пород: сланцев, гранитоидов и базальтов. Поэтому допустимо предположение, что по сопоставлению их средних составов для сходных временных интервалов можно судить об общих тенденциях эволюции состава земной коры [25].

С этой целью для петрохимического сравнения указанных пород А.Б. Роновым с соавторами была использована диаграмма AFM , где A – сумма Na_2O и K_2O , M – MgO и F – FeO и Fe_2O_3 . На диаграмме (фиг. 1, а) сравниваемые составы образуют единый тренд: от базальтов через глинистые сланцы и песчаники к гранитам. Подобный тренд на диаграмме AFM сопоставим с трендом дифференцированных магматических серий известково-щелочного типа. Исходя из этого был сделан вывод, что общей причиной дифференциации вещества в отдельных оболочках и континентальной коре в целом была эволюция глубинных процессов, связанных с магматической эволюцией вещества мантии Земли.

Хотя диаграмма AFM широко применяется в современной литературе, она наиболее пригодна для сравнения базальтоидов, в которых могут быть существенными вариации в соотношении магния и железа. Однако для сопоставления магматических серий в широком диапазоне кремнекислотности, особенно при необходимости разграничения гранитоидов и других конечных дифференциатов, диаграммы AFM недостаточно [6]. В этом отношении гораздо эффективнее диаграмма $(Na + K)/Ca - A_c$ [4–8]. Базисный параметр этой диаграммы A_c более универсален по сравнению с SiO_2 и другими показателями дифференциации, так как одновременно учитывает и общую основность магматических пород B_o в зависимости от концентрации (Me) всех петрогенных катионов и их удельной основности B_c : $A_c = 4Si/B_o$, где $B_o = \sum (Me \cdot B_c)$. Величина B_c оценивается по десятибалльной шкале: от 1 для кремния до 9,5 для калия.

Другой параметр, $(Na + K)/Ca$, в отличие от диаграммы AFM позволяет непосредственно оценивать соотношение щелочей и "извести" (CaO), служащее петрологической основой традиционной систематики магматитов – их разделения на известковые, известково-щелочные и щелочные формации. По сравнению с валовой щелочностью ($Na_2O + K_2O$) параметр $(Na + K)/Ca$ отличается значительно большим размахом (изменчивостью). Так, в ряду от базитов до гранитов сумма ($Na_2O + K_2O$) изменяется от 2,5 до 10%, т.е. в 3–4 раза, а величина $(Na + K)/Ca$ – от 0,3 до 50 и выше, т.е. более чем в 100 раз. Это позволяет разграничивать в поле диаграммы не только главные, но и любые переходные типы магматических серий по их трендам. Диаграмма особенно пригодна для трендового анализа, так как в ее координатах магматическим сериям соответствуют не произвольные кривые (как, например, на диаграммах AFM или А.Н. Заварицкого), а закономерная система (пучок) линейных трендов. В этот пучок входят эталонные тренды магматических формаций из главных типов геодинамических обстановок (фиг. 2). Среди них выделяем особо главный известково-щелочной тренд CA ,

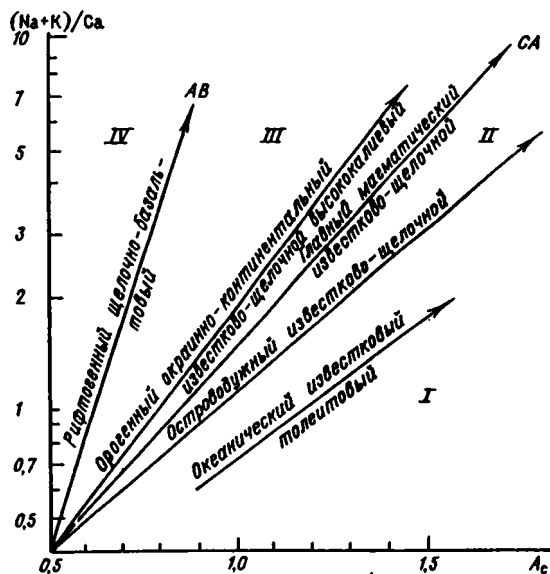


Фиг. 1. Эволюционный ряд магматических и метаморфических пород на диаграмме AFM

a — главные группы корообразующих пород [25]: I — гранитоиды; II — песчаники; III — сланцы; IV — базальты; *b* — представительные типы докембрийских пород и эталонные составы магматитов: I — базальты; 2 — сланцы и граувакки; 3 — серые гнейсы; 4 — энтербитониды и чарнокиты; 5 — гранитоиды. Цифрами на диаграмме обозначены: 1 — архейские толенты [30], 2 — основные архейские эффузивы [36], 3 — океанические толенты [3], 4–6 — базальты (4 — PR₁, 5 — PR₂₋₃, 6 — Ph), 7–9 — сланцы (7 — AR₁, 8 — AR₂₋₃, 9 — PR₁ [25], 10 — архейские аргиллиты [36], 11 — средний состав обломочной части осадочных серий архея [36], 12 — нижне-докембрийские граувакки (Вайоминг, США) [21], 13 — метасадочные породы Восточно-Европейской платформы [4], 14–26 — породы типовых серогнейсовых комплексов зарубежных провинций (14–16 — Лабрадор, 17–19 — Амитсок, 20 и 21 — Свазиленд, 22–24 — Онтарио, 25 и 26 — Шотландия) [37], 27 — серые гнейсы Центрального Алдана [18], 28 — первично-корковый гранит (Кольский п-ов) [9], 29 и 30 — средние составы архейских тоналитов и трондьемитов [30], 31–34 — средние составы докембрийских гранитоидов [25] (31 — AR₁, 32 — AR₂₋₃, 33 — PR₁, 34 — PR₂₋₃), 35 — докембрийский гранит, по Дэли, 36 и 37 — чарнокиты [2] (36 — среднемировой состав, 37 — среднее по 15 регионам), 38 — энтербит Центрального Алдана [26], 39 — энтербитониды Восточно-Европейской платформы [17], 40 — тоналит Кордильер [35], 41 — средний глобальный гранит [34]

характеризующий средние составы наиболее массовых эффузивных формаций островодужных и окраинно-континентальных провинций [5].

С учетом общей направленности данной статьи для характеристики эволюционных трендов архейского корообразования с помощью диаграмм AFM и $(Na + K)/Ca \sim A_c$ целесообразно сравнить помимо обобщенных составов пород (см. фиг. 1, *a*) некоторые типичные для архейских обстановок составы метаморфитов и магматитов. Особый интерес среди них представляют реликтовые породы ранней силикатической коры — "серые гнейсы". На диаграмме (фиг. 1, *b*) представлены составы серых гнейсов из типовых провинций развития этих пород — Гренландии, Лабрадора, Шотландии и др., а также нередко сравниваемые с серыми гнейсами энтербитониды гранулитовых комплексов, тоналиты и трондьемиты гранит-зеленокаменных областей [32, 37]. Для большей предста-

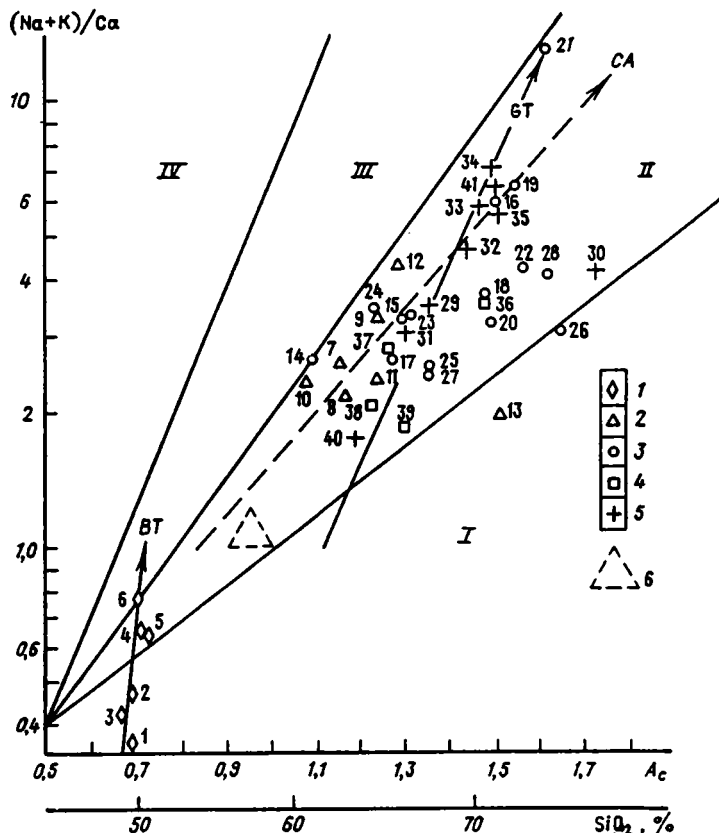


Фиг. 2. Эталонные петрохимические тренды магматических формаций на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$
 I–IV – классификационные поля (I – известковое, II – известково-щелочное, III – субщелочное, IV – щелочное)

вительности материалов по метасадочным породам приведены средние составы архейских аргиллитов и осадочных серий, нижнедокембрийских метаграввакк по С. Тейлору и С. Мак-Леннану [36], а также средний состав метасадочных пород Восточно-Европейской платформы [4]. Все эти породы на диаграмме также подчинены общему тренду, аналогичному тренду главных групп пород (см. фиг. 1, а).

Таким образом, если исходить из диаграммы AFM, то можно было бы считать, что уже на самом раннем этапе формирования сиалической серогнейсовой коры характеризуется эволюционным трендом, сходным с известково-щелочным трендом магматических формаций – от базальтов до гранитов. Правомерен был бы и другой вывод: метасадочные породы и первично-магматические серые гнейсы и эндербитоиды в средней части тренда (между гранитоидами и базальтами) эквивалентны андезитам и другим средним магматитам. Поскольку предполагается, что намеченная последовательность пород на диаграмме AFM отражает общие петрохимические закономерности магматической эволюции, очевидно, что для всего ряда пород (от базальтов до гранитов) должна быть проявлена тесная корреляция кремнезема со щелочами и кальцием, характеризующая магматическую дифференциацию. Поэтому и на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ указанной последовательности пород должен соответствовать единый известково-щелочной тренд, близкий к тренду CA.

Однако из диаграммы (фиг. 3) следует, что рассмотренная выше совокупность магматических и метасадочных корообразующих пород петрохимически неоднородна и не подчиняется какому-то единому эволюционному тренду. Прежде всего это относится к базальтам. Для них можно наметить автономный тренд BT – от наименее щелочных архейских толеитов зелёнокаменных поясов (точка 1, тип TH-1, по Конди [32] и базальтов MORB (точка 2) до среднего состава базальтов фанерозоя, по А.Б. Ронову и др. (точка 6). Заметим также, что сланцы и другие осадочные породы непосредственно примыкают к гранитоидам (тоналитам), но не к базальтам. Иначе говоря, отсутствуют переходные по составу



Фиг. 3. Составы главных типов магматических и метаморфических пород на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$

1 — базальты; 2 — сланцы и граувакки; 3 — серые гнейсы; 4 — энтербитониды и чарнокиты; 5 — гранитоиды; 6 — поле составов андезитов кайнозойских островодужных и окраинно-континентальных провинций [35]. Цифры на диаграмме см. фиг. 1, б

породы типа андезитов (для сравнения треугольным контуром показано поле средних составов андезитов островных дуг Тихого океана). Следовательно, совокупность докембрийских и других базальтов, гранитоидов, серых гнейсов и метасадочных пород отчетливо бимодальна. Это согласуется с известными представлениями о бимодальных источниках архейской континентальной коры [36].

На фоне общего разброса фигуративных точек сравниваемых пород в известково-щелочном поле для собственно гранитоидов на диаграмме намечается близкий к линейному тренд *GT* (см. фиг. 3). Этот тренд, объединяющий весь последовательный ряд докембрийских гранитоидов по А.Б. Ронову и др. (точки 31–34), тоналитов (средний состав по Конди, точка 29) и различных энтербитов и серых гнейсов (точки 16, 17, 23, 25 и др.), является резко секущим по отношению к главному известково-щелочному тренду современных орогенных формаций (тренду *CA*). Поскольку возрастание доли гранитоидов в общем составе сиалической коры можно считать главным показателем ее эволюционного развития, правомерен вопрос, насколько тренд соответствует эволюции континентальной коры в целом. В связи с этим рассмотрим петрохимические тренды валовых составов коры в докембрии на примере ряда наиболее изученных щитов.

Петрохимические тренды корообразующих формаций и эволюция среднего состава архейской коры щитов

В геохимической литературе оценки среднего состава континентальной коры, ее гранитно-метаморфического слоя обычно базируются на усреднении данных по различным щитам как равноценным представителям докембрийской коры. При таком подходе не принимается во внимание эволюционная специфика щитов, отражающая их различия в зависимости от преобладания на определенном стратиграфическом уровне тех или иных типов коры. Между тем такие различия могут быть значительными. Так, например, Украинский щит отличается большими масштабами верхнекорового гранитоидного магматизма, имеющего второстепенное значение для Анабарского щита. На этом щите, как и на Алданском (в отличие от Украинского и Канадского), широко распространены гранулиты – возможные представители раннеархейской протокры.

Существенны и различия между щитами в составе метаосадочных формаций и их количественных соотношениях с другими кристаллическими породами начиная уже с ранних этапов формирования коры. Например, архейская кора Анабарского щита сложена преимущественно метавулканогенными гранулитами, содержащими сравнительно маломощные прослои седиментогенных пород. Напротив, в составе Алданского щита, а также ряда других раннеархейских (зогейских) областей восточной Азии осадочные породы (пелитовые, карбонатные и др.) достигали значительного развития [10, 16].

Учитывая важную роль метаосадочных формаций в составе докембрийской коры, можно с уверенностью полагать, что для наиболее объективной оценки эволюционных закономерностей предпочтительней исходить не из модельных пропорций развитых на щитах главных типов магматитов или противопоставляемых им метаморфитов, а из средневзвешенных составов всего комплекса коровых образований в объеме крупных структурных блоков и провинций, региональных петроформаций и стратиграфических подразделений. Впервые подобный подход был реализован К. Идом и В. Фаригом [32] для значительной площади Канадского щита путем систематического опробования девяти структурных провинций. За последнее десятилетие были проведены детальные геолого-геохимические исследования по опробованию докембрийской коры в масштабе крупных регионов. Тихоокеанская окраина восточной Азии исследована Н.И. Говоровым, В.И. Шульдинером [11], Алданский и Украинский щиты – Е.А. Кулишом, Б.А. Горлицким и Ю.П. Егоровым [16, 17], Анабарский щит – Б.Г. Лутцом, В.С. Оксманом и О.М. Розеном [19, 22–24]. В результате выяснены многие особенности химизма главных региональных петроформаций и структурно-вещественных комплексов щитов, намечены общие закономерности распределения порообразующих элементов на различных этапах формирования докембрийской коры.

Гораздо меньшее внимание было уделено обобщению полученных материалов для сравнительной эволюционной характеристики щитов. Наиболее объективной основой такой характеристики может служить петрохимический анализ. С этой целью в настоящей работе предпринято обобщение современных данных по нескольким наиболее изученным щитам и составлена репрезентативная выборка химических составов для оценки петрохимических трендов на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$. В выборке представлены следующие категории вещественных геологических объектов:

- 1) региональные петроформации (комплексы, серии и др.);
- 2) крупные тектонические блоки щитов (структурные провинции, зоны);
- 3) средние составы коры щитов для отдельных этапов докембрия;

4) средние составы коры щитов в целом;

5) средние составы главных типов метаморфитов и магматитов.

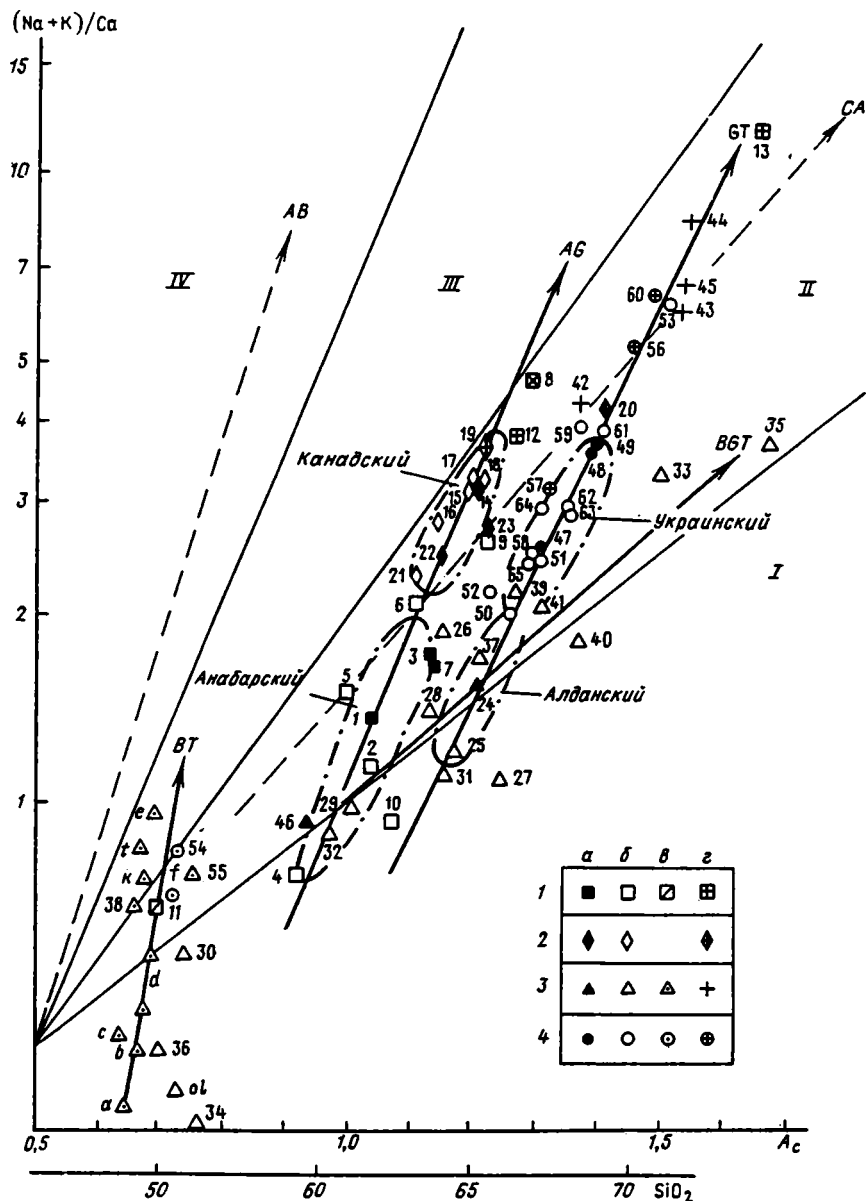
Всего выборка включает 65 химических составов, пересчитанных на петрохимические параметры и показанных на трендовой диаграмме (фиг. 4). На этой диаграмме, исходя прежде всего из средних составов коры, а также ряда типовых формаций, для каждого из щитов можно оконтурить эволюционные поля, через которые проходят главные петрохимические тренды сиалической коры: *AG* – архейский гранулитовый и *GT* – гранитоидный докембрийский (эти названия в какой-то степени условны и определяются различиями, используемыми при сравнительной характеристике трендов). Помимо этих двух трендов в левой части диаграммы, аналогично фиг. 3, тренд *BT* объединяет средние составы базитов из гранулитовых комплексов фундамента и амфиболитов из гранит-зеленокаменных областей. Обособленное положение этого тренда на диаграмме наглядно свидетельствует о генетической автономии базитов как особого, реликтового или "инертного", типа пород – преимущественно метабазальтов в составе сиалической коры.

Особое положение на диаграмме занимает также тренд *BGT* характеризующий наиболее ранний этап эволюции эогейской (катархейской) базит-гранулитовой коры по составам реликтовых участков (литоплинтов) [10]. Этот тренд был рассмотрен нами ранее [8]. Поэтому в данной статье остановимся прежде всего на характеристике трендов *AG* и *GT*, так как именно они выражают эволюцию главной части архейской сиалической коры, представленной на диаграмме эволюционными полями сравниваемых щитов – Анабарского, Канадского, Алданского и Украинского.

Тренд *AG*. Этот тренд объединяет эволюционные поля Анабарского и Канадского щитов. По геолого-геофизическим данным [19, 22, 24] Анабарский щит представляет собой глубоко эродированную корневую часть блока архейской коры. Этим объясняется как преобладание в его составе гранулитов (эндербитоидов), так и незначительное развитие поздних калиевых гранитов, типичных для верхней части дифференцированной коры других щитов. Эволюционное поле анабарского щита вдоль нижнего отрезка тренда ограничено фигуративными точками 4 (внизу тренда) и 6 – на границе с полем Канадского щита. Точка 4 представляет наиболее древнюю Далдынскую, существенно базитовую серию, а точка 6 – гнейсы амфиболитовой фации [19]. Средний состав коры этого щита рассчитан нами по соотношениям главных типов пород [24], с учетом кристаллосланцев (точка 1) и без них для собственно эндербитовой сиалической коры (точка 3). В качестве других реперных составов взяты средние составы наиболее распространенных гранулитов (точка 2) и эндербитоидов (точка 5), по О.М. Розену и др., а также модельный состав протокоры, по Н.Л. Добрецову (точка 7).

Состав метакарбонатных пород – хапчанская серия (точка 10) находится вне главного эволюционного поля Анабарского щита и является комплементарным по отношению к эндербитоидам (точка 5). Это показывает, что появление осадочных пород в процессе преобразования и дифференциации первичной гранулитовой коры могло быть важным фактором ее дебазификации и соответственно способствовать повышению концентрации щелочей при метасоматических и ультраметаморфических преобразованиях (эндербитизации и чарнокитизации).

В отличие от преимущественно архейской гранулитовой коры Анабара на территории Канадского щита представлен сложный тектонический ансамбль блоков архейской и протерозойской кор. Раннеархейская кора сохранилась лишь в виде отдельных реликтовых участков [18, 31–33]. Однако при всем разнообразии составов структурно-вещественных комплексов щита по результатам систематического площадного опробования выяснилось практически



Фиг. 4. Петрохимические тренды и эволюционные поля коры щитов

Докембрийские тренды: AG — архейский гранулитовый, GT — докембрийский гранитоидный, BGT — зюгейский базит-гранулитовый, BT — базитовый. Эталонные тренды кайнозойских вулканогенных формаций: CA — главный известково-щелочной, AB — щелочно-базальтовый. 1—4 — составы коры и корообразующих формаций щитов (1 — Анабарского, 2 — Канадского, 3 — Алданского, 4 — Украинского): а — средние составы коры, б — составы главных петроформаций и структурных блоков, в — базиты, г — гранитоиды. Анабарский щит (точки 1—13): 1 — базит-эндербитовая кора, 2 — гранулиты Центрального блока [19], 3 — эндербитовая кора, 4 — далдынская серия [19], 5 — эндербиты, SiO_2 63—65% [24], 6 — гнейсы амфиболитовой фации [23], 7 — гранулитовая кора [13], 8 — мигматиты [23], 9 — протерозойские метаморфиты [19], 10 — хапчанская серия, расчетный состав [22], 11 — метабазиты анабарского комплекса [23, 24], 12 — гранодиориты ламуйского комплекса, 13 — граниты ламуйского комплекса [24]. Канадский щит (точки 14—23): 14 — средний состав щита, 15 — архейская кора, 16 — гранулитовая фация, 17 — амфиболитовая фация, 18 — протерозойская кора,

полное совпадение общих петрохимических характеристик архейской и протерозойской кор (точки 15 и 18). Архейские и протерозойские провинции близки по содержанию SiO_2 и Al_2O_3 , а разность в количествах Na_2O и K_2O не превышает 0,6–0,8% [30]. Практически совпадают и составы пород гранулитовой и амфиболитовой фаций (точки 16 и 17).

В качестве фактора стабильности среднего состава Канадского щита можно допустить также сходство повторяющихся тектонических обстановок в архейских и протерозойских гранит-зеленокаменных областях [31]. Таким образом, в процессе заложения протерозойских подвижных поясов при частичной деструкции архейской коры ее валовый состав в объеме крупных структурных блоков не претерпевал существенных изменений.

Тренд GT. Этот тренд отражает главным образом эволюцию коры Украинского щита, преимущественно Алданского, так как последний в значительной степени связан с раннеархейским трендом BGT. Как следует из положения фигуративных точек по отношению к этим трендам, эволюция состава раннеархейской коры по тренду BGT определялась процессами базальтоидного вулканизма, а затем – экзогенного преобразования вулканитов, последующего метаморфизма и накопления глубокодифференцированных метаосадочных толщ, вплоть до наиболее селективных составов высокоглиноземистых и кремниевых формаций (точки 33 и 35). Другое направление эволюции (тренд GT), охватывающее преимущественно последующие этапы докембрийской истории Алданского щита, характеризуется возрастающими масштабами ультраметаморфогенного и интрузивно-анатектического гранитообразования. При этом, согласно современным геофизическим данным, преобразование глубинных гранитоидов в объеме крупных архейских блоков приближается к изохимическому [9]. Типовыми для тренда GT являются составы наиболее распространенных биотит-гиперстеновых гнейсов и эндербитов (точки 39 и 41), ультраметаморфических гранитоидов (точки 43 и 44). Этому тренду следуют также средние составы кислых вулканитов верхнеархейского–нижнепротерозойского возраста и древнестановых гранитоидов (точки 37 и 45, по [12, 27]).

Контуры эволюционного поля Украинского щита намечены прежде всего по фигуративным точкам средних составов коры для различных этапов архея и протерозоя [16, 25] и для щита в целом: от архейской коры (точки 50 и 52) к нижне-

19 – гранитоиды и мигматиты, 20 – гранитоиды верхнего уровня, 21 – осадочно-вулканогенные породы [32], 22–23 – средние составы щита, по Польдерваарту и Ронову [25]. Алданский щит (точки 24–46): 24 – архейская кора, включая гранитоиды, 25 – то же без гранитоидов [10, 16], 26–36 – региональные серии и петроформации Алданского комплекса и Алдано-Витимского массива (26 – верхнетимптонская, 27 – иенгская, 28 – тимптонская, 29 – джелтулинская, 30 – кабактинская, 31 – зверевская, 32 – тимптоно-джелтулинская, 33 – кварцито-кондалитовая, 34 – слюдяная мраморно-сланцевая, 35 – верхнеалданская, 36 – куренская известково-гранулитовая) [10, 16], 37 – кислые вулканиты бимодальной серии Олондинского грабена [27], 38 – метабазиты, 39 – гиперстеновые гнейсы [12, 22], 40 – низкокальциевые эндербиты [12], 41 – эндербиты [26], 42 – чарнокиты [13, 26], 43 – ультраметаморфические гранитоиды [16], 44 – лейкограниты [20], 45 – позднестановые граниты [12], 46 – зогейская протокора Алдано-Витимского массива [10]. Украинский щит (точки 47–65): 47–49 – средний состав щита [15, 16, 25], 50 – архейская кора [16], 51 – нижнепротерозойская кора [16], 52 – архейская кора [25], 53 – протерозойская кора [25], 54, 55 – амфиболиты [15, 16], 56 – чарнокиты [15], 57 – магматические и ультраметаморфические комплексы [16], 58 – мигматиты [16], 59 – магматические породы [16], 60 – гранитоиды [16], 61–65 – тектонические блоки [15, 16] (61 – Кировоградский, 62 – Голованьевская зона, 63 – Приднепровский, 64 – Волынский, 65 – Подольский). Для тренда VT дополнительно приведены составы метабазитов главных серий Алданского щита (по В.А. Руднику, М.З. Глуховскому, М.А. Друговой и др.): а – курультинской, в – сугамской, с – чогарской, d – верхнеалданской, е – федоровской, f – олекминской, k – кюриканской, ol – олондинской, t – тимптоно-джелтулинской

Компоненты	Этапы			
	Ранний (архей)		Поздний (архей – протерозой)	
	Анабарский щит AG	Алданский щит GT	Канадский щит AG	Украинский щит GT

SiO ₂	61,2	64,9	66,6	67,0	68,7
Al ₂ O ₃	15,6	14,4	16,2	15,3	14,5
FeO, Fe ₂ O ₃ } MnO, TiO ₂ }	8,3	6,9	4,6	5,8	5,5
MgO	3,4	3,1	2,2	2,3	1,5
CaO	6,2	5,3	3,5	3,6	3,0
Na ₂ O	3,8	2,7	4,0	3,2	3,2
K ₂ O	1,5	2,7	2,9	2,8	3,6
K ₂ O/Na ₂ O	0,4	1,0	0,7	0,9	1,1

Примечание. Составы [по 17, 24, 25, 32] приведены к 100%, без H₂O, CO₂, P₂O₅. AG, GT – тренды.

протерозойской (точка 51) и средним составам щита (точки 47–49). В пределах намеченного таким путем контура эволюционного поля находятся и средние составы наиболее крупных тектонических блоков – Кировоградского, Приднепровского и др. (точки 61–65). Хотя по объемным соотношениям и составу архейских и протерозойских формаций указанные блоки существенно различны, по главным петрохимическим параметрам их валовые составы сопоставимы со средним составом щита, по Е.А. Кулишу и Б.А. Горлицкому (точка 47). Это обстоятельство, аналогично Канадскому щиту, свидетельствует о тесной сопряженности (комплементарности) составов метасадочных, ультраметаморфических и магматических, преимущественно гранитоидных формаций по отношению к исходной архейской коре.

При общем петрологическом подобии трендов AG и GT они выражают две достаточно различные эволюционные тенденции, которым на диаграмме (см. фиг. 4) соответствуют два параллельных ряда составов докембрийской коры. Для каждого из двух намеченных эволюционных рядов, исходя из соотношения эволюционных полей, можно выделить два последовательных этапа формирования коры – ранний и поздний (это, конечно, не означает прямой синхронизации эволюционных событий в разных регионах). По положению эволюционных полей относительно трендов AG и GT (см. фиг. 4) на раннем этапе эволюционными аналогами являются Анабарский и Алданский щиты, на позднем – Канадский и Украинский.

Эволюция коры по тренду AG в большей степени проявлена в тех континентальных блоках, где значительнее унаследованность химизма первичной гранулитовой коры: более высокая щелочность преимущественно вследствие повышенного содержания Na₂O и более высокая глиноземистость при пониженной кремнекислотности. Тренд GT характеризует относительно растянутую во времени эволюцию, завершающуюся более интенсивной гранитизацией, что обуславливает повышенный уровень кремнекислотности при соотношении K₂O > Na₂O (таблица).

Таким образом, в разных участках (протощитах) древнейшего протоконтинента формирование сиалической коры шло с различной интенсивностью в за-

висимости от родоначального эволюционного тренда. Соответственно для одних пиков раньше, для других позже был завершен переход от низкощелочной гранулит-базитовой и серогнейсовой коры к нормальной известково-щелочной сиалической коре. Основным условием такого перехода, как следует из круто секущего положения трендов *AG* и *GT* по отношению к главному тренду современного орогенного вулканизма *CA* и трендовому пучку базальтоидных серий в целом, были гораздо более высокие градиенты щелочности по сравнению с процессами дифференциации базальтовых и андезитовых магм в современных орогенных и геосинклинальных областях.

* *
*

В итоге приведенного петрохимического анализа можно прийти к общему заключению, что формирование архейской континентальной коры, ее верхней гранито-гнейсовой оболочки контролировалось особыми петрохимическими трендами, не совместимыми с трендами наиболее массовых вулканогенных формаций в современных областях наращивания континентальной коры (островных дугах, активных окраинах континентов). Эволюционная направленность докембрийских сиалических трендов отражает доминирующую роль не мантийного вулканизма, а внутрикоровых процессов ультраметаморфизма и гранитообразования при существенном вкладе в формирование коры материала рециклированных осадочных пород.

Другим принципиальным отличием докембрийских корообразующих формаций от орогенных геосинклинальных базальтов-андезит-дацитовых серий является обособленность составов базитов от кислых пород, т.е. отсутствие единого эволюционного ряда. Тем самым подтверждаются известные представления [36] о бимодальных источниках архейских осадочных формаций и коры в целом.

Подытоживая изложенное, можно констатировать, что намеченные закономерности накладывают серьезные ограничения на возможность приложения к докембрийской истории континентов современных мобилистических концепций о механизмах и источниках наращивания континентальной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляшов Ю.А., Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П. Изотопно-геохимические и петрологические данные о формировании и преобразовании протокоры // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С. 102–112.
2. Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1981. 335 с.
3. Беляшов Ю.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра, 1987. 152 с.
4. Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М.: Наука, 1986. 223 с.
5. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 261 с.
6. Бородин Л.С. Петрохимические тренды и типизация габбро-гранитоидных серий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 11. С. 3–13. (Engl. transl.: Intern. Geol. Rev. V. 30. 1988. N 11. P. 1189–1198).
7. Бородин Л.С. Петрохимические тренды и происхождение раннеархейской гнейсо-амфиболитовой серии Среднего Приднепровья / Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С. 151–157.
8. Бородин Л.С., Алтухов Е.Н. К петрохимии древнейших гранитоидов юга Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 11. С. 39–51.
9. Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. О геохимическом типе первичнокоровых гранитов // Древнейшие гранитоиды СССР. М.: Наука, 1981. С. 49–57.
10. Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. 235 с.
11. Глубинное строение территории СССР / Под ред. М.С. Маркова. М.: Наука, 1991. 224 с.

12. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундамента древних платформ. М.: Наука, 1990. 215 с.
13. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
14. Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Путеводитель Межд. геол. экскурсии МПГК № 280 // Под ред. В.А. Рудника. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 260 с.
15. Егоров Ю.П. Химические составы горных пород, региональные кларки и геохимические фоны химических элементов Украинского щита // Геол. журн. 1985. Т. 45. № 2. С. 83—95.
16. Кулиш Б.А., Горлицкий Б.А. Петрохимия докембрийских комплексов Украинского и Алданского щитов. Киев: Наук. думка, 1989. 189 с.
17. Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
18. Лутц Б.Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли. М.: Наука, 1985. 214 с.
19. Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990. 260 с.
20. Петрова Э.И. Геохимия гранулит-гнейсовых комплексов докембрия: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1989. 52 с.
21. Ранняя история Земли / Под ред. Б. Уиндли. М.: Мир, 1980. 620 с.
22. Розен О.М., Андреев В.П., Белов А.Н. и др. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. 253 с.
23. Розен О.М. Два типа земной коры Анабарского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 3—16.
24. Розен О.М. Формирование земной коры Анабарского щита. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1992. 48 с.
25. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 181 с.
26. Рудник В.А., Соболев Э.В. Ранняя история Земли. М.: Наука, 1984. 348 с.
27. Сочаев А.В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. Л.: Наука, 1986. 142 с.
28. Холодов В.Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191—209.
29. Холодов В.Н. Соотношение осадконакопления и магматизма в докембрии // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 3—26.
30. Condie K. Archean greenstone belts. Amsterdam: Elsevier, 1981. 434 p.
31. Condie K. Plate tectonics and crustal evolution. 3-rd ed. L.: Pergamon press, 1989. 476 p.
32. Eade K.E., Fahrig W.T. Geochemical evolutionary trends of continental plates. A preliminary study of the Canadian shield // Bull. Geol. Surv. Canada. 1971. N 179. 51 p.
33. Hoffman P.F. Precambrian craton of North America // Abstr. 28-th IGC. V. 2. Wash., 1989. P. 64—65.
34. Le Maitre R.W. The chemical Variability of some common igneous rocks // J. Petrol. 1976. V. 17. N 4. P. 589—598.
35. Silver L.T., Chappell B.W. The Peninsular Ranges Batholith of southwestern North America // Earth Sci. 1988. V. 79. P. 105—121.
36. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. L.: Blackwell, 1985. 312 p.
37. Trondhjemites, Dacites and related Rocks / Ed. F. Barker. Amsterdam: Elsevier, 1979. 579 p.

Институт литосферы РАН,
Москва

Поступила в редакцию
11.I. 1992

УДК 550.4:552.313(470.22)

© 1993 Шатский Г.В., Зайцевская Ю.В.

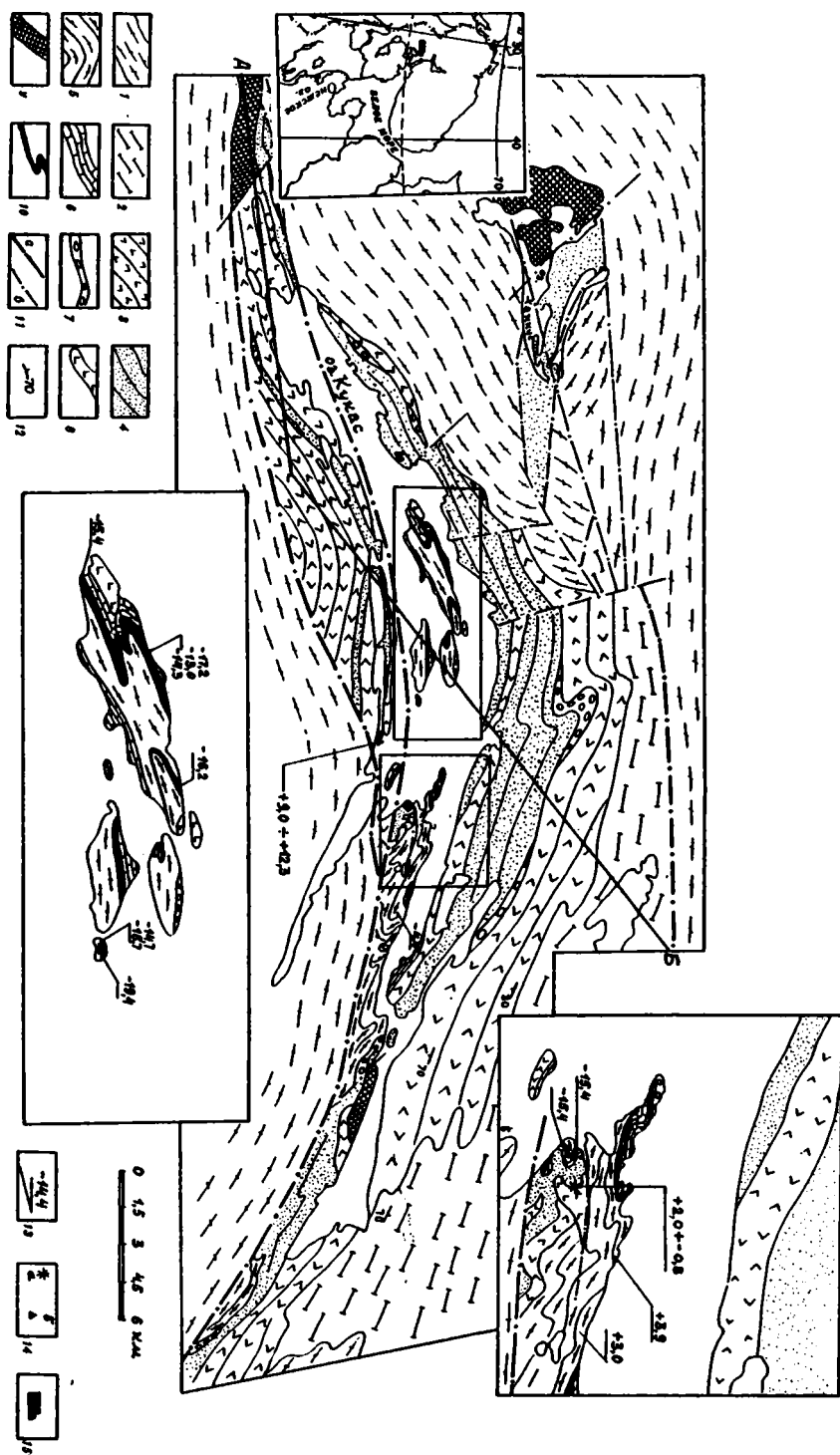
**ПРОБЛЕМЫ ИЗОТОПИИ И СУЛЬФАТРЕДУКЦИИ
ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ
КУКАСОЗЕРСКОЙ ЗОНЫ**

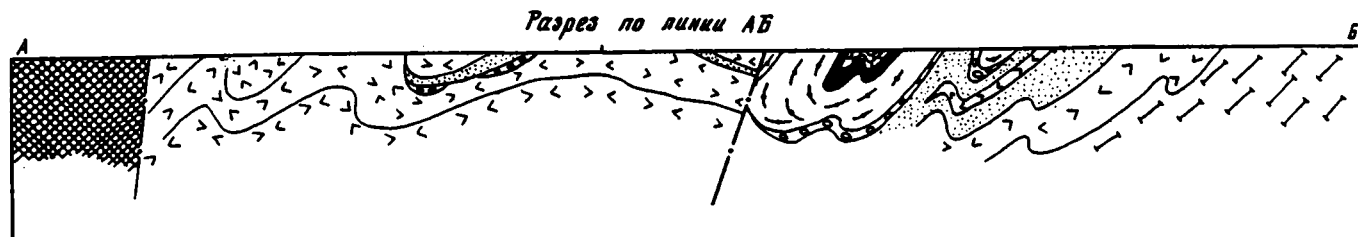
Обсуждаются результаты изотопного анализа серы фоновой сульфидной минерализации высокоуглеродистых пород. Сделан вывод о диагенетичном генезисе сульфидов и о роли сульфатредукции. На фоне картины распределения изотопно охарактеризованных сульфидов Балтийского щита обсуждается несколько аномальный характер сульфидов Кукасозерской зоны.

Геохимический цикл серы определяется круговоротом в системе материк – океан и взаимопереходами серы из сульфидно-сульфатного состояния в растворимое и газообразное. Изменение валентного состояния при восстановительных реакциях и некоторых обменных равновесных реакциях сопровождается разномасштабным фракционированием изотопов. Наиболее мощным природным процессом разделения изотопов является бактериальная сульфатредукция. Восстановление сульфатных ионов осуществляется анаэробными бактериями, распространенными фактически во всех солоноводных и пресноводных бассейнах. Проведенные еще в 50-х годах лабораторные эксперименты с взвешенными сульфатредуцирующими бактериями показали, что образованный H_2S обогащается легким изотопом ^{32}S приблизительно на 25% относительно исходного сульфата [8]. Однако в реальных природных ситуациях можно наблюдать обогащение сульфидов легким изотопом при бактериальном восстановлении на 40–45% [41]. Это, по всей видимости, объясняется различиями в функционировании бактерий в лабораторных и природных условиях. Огромный фактический материал с приведением изотопных характеристик серы по современным морским, океаническим и озерным осадкам, полученный в 50–80-е годы благодаря бурному развитию морской геологии (и в частности, проекту глубоководного бурения), показал, что в условиях отсутствия дополнительных источников серы метаболический сероводород и сульфидные соединения почти всегда имеют очень легкие изотопные метки. Значительные отличия в изотопном составе объясняются многими факторами: различной интенсивностью сульфатредукции в каждой отдельно взятой точке, закрытостью изотопно-геохимической системы (в конкретной литолого-гидрогеологической ситуации) и т.д.

Максимум сульфатредукции отмечается в осадках, обогащенных органическим веществом. В таких осадках благодаря стагнационным условиям значительно повышено содержание сульфидных минералов.

Широкое распространение фоновых сульфидов с легким изотопным составом было установлено для осадочных толщ всех возрастных интервалов, включая докембрийские [12]. Вывод о существовании сульфатредукции в раннем докембрии очень важен, так как он фиксирует широкое распространение бактерий, в частности, и биогенных сообществ в более широком понимании, а также отражает этапы эволюции атмосферы и конкретно содержание в ней кислорода.





Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Кукасозерского синклинория с изотопно-геохимической характеристикой сульфидной минерализации

1 — нижнеархейские гнейсы, граниты, мигматиты; 2 — верхнеархейский лопийский комплекс пород (кристаллические сланцы); 3 — нижнепротерозойские кукасозерские амфиболиты, плагиоамфиболиты; 4 — слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы; 5 — нижнепротерозойская хирвинаволоцкая пачка переслаивания гранат-амфиболовых, ставролит- и кианитсодержащих гранат-слюдисто-амфиболовых, амфибол-карбонатных сланцев; 6 — нижнепротерозойские хирвинаволоцкие карбонатные породы; 7 — нижнепротерозойские хирвинаволоцкие конгломераты; 8 — высокомагнезиальные магматиты; 9 — гипербазиты; 10 — нижнепротерозойские хирвинаволоцкие высокоуглеродистые породы; 11 — разрывные нарушения более глубинного (а) и менее глубинного (б) заложения; 12 — элементы залегания; 13 — значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов; 14 — рудопоявления (а — Хирвинаволоцкое, б — Колчеданное); 15 — район работ

Эти выводы сделаны давно [12, 15] и в настоящее время дискусируется лишь вопрос о возможности существования биогенной сульфатредукции в раннем архее в условиях нахождения бассейнов на примитивной континентальной коре.

Ряд авторов при изотопно-геохимическом исследовании серы предположительно седиментационных сульфатов и сульфидов районов Блайнд-Ривер (Онтарио) [13], Барбертон (Южная Африка), Пилбара (Западная Австралия) установили, что их изотопный состав почти не различается и близок к метеоритному ($\pm 4\%$). На основании полученных данных сделаны выводы об отсутствии сульфатредукции на раннеархейских этапах. В то же время данные по раннеархейским сульфатам и сульфидам Юго-Западного Памира и Алдана [2] указывают на то, что сульфатредукция в архее уже имела место.

Как отмечено выше, ранний протерозой — это эпоха с установленной сульфатредукцией, с атмосферой, в которой кислорода было не менее 5–10% от современного его количества [15], с активной и достаточно разноплановой биогенной жизнедеятельностью, свидетельством которой является накопление около 2 млрд. лет огромной массы углеродистого вещества.

Эти принципиальные выводы были сделаны на основании достаточно ограниченного числа данных по объектам, представляющим не очень представительную выборку, так как это крупные, хорошо известные месторождения, реперные "геологические точки" и т.д. и редко фоновая сульфидная минерализация в "рядовых" метаосадочных толщах. Поэтому накопление данных по фоновой минерализации может, с одной стороны, существенно конкретизировать условия седименто- и диагенеза в древних бассейнах определенного региона, с другой — скорректировать некоторые стороны основных принципиальных положений.

В данной работе обсуждаются полученные результаты по изотопии серы сульфидов углеродистых толщ восточной части Балтийского щита. На фоне общей картины распределения $\delta^{34}\text{S}$ в фоновой сульфидной минерализации Балтийского щита охарактеризован изотопный состав серы Кукасозерского синклиория, что связано с некоторой аномалией в изотопии серы сульфидов.

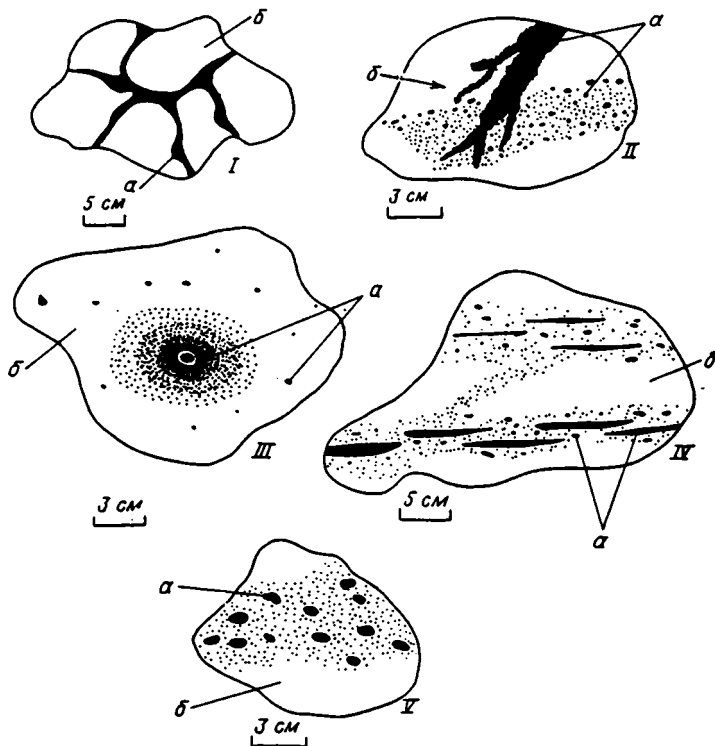
Геологическое положение и геохимическая характеристика объекта. Кукасозерский синклиорий, являющийся частью Северо-Карельской зоны, находится в центральной части Балтийского щита, простираясь в субширотном направлении более чем на 50–70 км (фиг. 1).

Синклиорий представляет собой узкую вытянутую зону, "зажатую" между беломорским (с севера) и карельским (с юга) комплексами. На востоке, как бы продолжая нижнепротерозойскую структуру, фиксируются верхнеархейские образования, являющиеся частью тикшеозерской структуры.

Наиболее популярно двучленное стратиграфическое разделение нижнепротерозойских образований [3]. Выделяются кукасозерская свита, отвечающая ятулийской системе, и перекрывающая ее хирвинаволоцкая (людиковийская система), значительно отличающаяся по литолого-петрографическому составу пород.

Разрез кукасозерской свиты состоит из трех пачек: 1) конгломераты; 2) амфиболиты и плагиоамфиболиты; 3) полевошпат-кварцевые, кварц-полевошпатовые, слюдисто-кварц-полевошпатовые и существенно слюдистые сланцы [10]. Реконструкция первичного состава пород [7] преобразует разрез, и его составляют: 1) конгломераты; 2) вулканиты основного состава; 3) полевошпат-кварцевые песчаники и алевропесчаники. Мощность свиты колеблется от сотен метров до 2 км.

Сводный разрез хирвинаволоцкой свиты с реконструированными [7] дометаморфическими аналогами выглядит следующим образом: 1) конгломераты,



Фиг. 2. Текстуры разновидности сульфидной минерализации
 I – прожилковая, II – прожилково-вкрапленная, III – конкреционно-вкрапленная, IV – послойно-линзовидно-вкрапленная, V – неравномерно-вкрапленная, шпорово-вкрапленная; а – рудные минералы (преимущественно пирит-пирротин), б – высокоуглеродистые сланцы

содержащие гальку архейских гнейсов, пудинговые конгломераты неясного генезиса; 2) массивные карбонатные породы с признаками пестроцветности; 3) пачка переслаивания гранат-амфиболовых, ставролит- и кианитсодержащих гранат-слюдисто-амфиболовых сланцев и карбонатных, амфибол-карбонатных пород (пачка переслаивающихся мелкозернистых пород песчаниковой и пелитовой размерности), терригенных пород и карбонатных пород (пачка переслаивающихся мелкозернистых терригенных и карбонатных пород флишеидного типа песчаниковой и пелитовой размерности); 4) полосчатые амфиболиты (карбонат-песчаные глины); 5) графитистые сланцы (карбонат-глинисто-углеродистые алевролиты); 6) существенно карбонатная толща переслаивания, состоящая из прослоев карбоната (70–80%) преимущественно кальцитового типа и из кварц-серицит-полевошпатового сланца (20–30%). Породы кукасозерской, хирвинаволоцкой свит метаморфизованы до уровня низко- и среднетемпературной амфиболитовой фации [5].

В структурном плане отложения кукасозерской свиты выполняют периферические части Кукасозерской синклинали и развиты по южному и северному побережьям оз. Кукас. Отложения свиты хирвинаволоцкой развиты в центральной части синклинали. Породы этой свиты обнажаются на островах озера и на п-ове Хирвинаволоцкой.

Отложения кукасозерской свиты – это средне- и грубозернистые мелководные образования с косослоистыми сериями. Породы, слагающие хирвинаволоцкую свиту, по размерности значительно более разнообразны: от тонких пелито-

Изотопный состав серы сульфидов нижнепротерозойских осадочных и вулканогенно-осадочных образований Кукасозерского синклинория

Номер образца	Место отбора образца	Характеристика вмещающей породы	Минеральный тип сульфидов	Текстурно-структурная характеристика сульфидной минерализации	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Рудопроявление Хирвинаволоок (кукасозерская свита)					
ГР-35/1	П-ов Хирвинаволоок	Существенно кварцевый метапесчаник	Халькопирит, борнит, преобладает резко халькопирит	Густовкрапленная	+1,7
ГР-35/2	То же	Слюдистый, существенно кварцевый метапесчаник	То же	То же	+0,5
ГР-35-3	"	То же	Халькопирит	Прожилково-вкрапленная	+2,0
ГР-35/4	"	Контакт высокомагнезиальной основной породы и метапесчаника, секущая кварцевая жила (рудоподводящий канал?)	Пирит	Крупные шпировые выделения	-0,8
ГР-35/5	"	Слюдистый метакварцит вблизи контакта (см. ГР-35/4)	Халькопирит	Согласная линзовидно-вкрапленная	-0,1
ГР-38	"	Метакварцит	"	Вкрапленная	+1,8
ГР-38/1	"	"	"	"	+2,0
ГР-38/2	"	"	Пирит	Линзовидно-вкрапленная	+0,1
Рудопроявление Колчеданное (кукасозерская свита)					
ГР-40	Небольшой островок у юго-восточной оконечности о-ва Кукас	Кальцит-тремолитовый сланец	Пирит (валовый)	Вкрапленная крупнокристаллическая	+12,3
ГР-40к	То же	То же	Кубический пирит (из пробы ГР-40)	То же	+9,6
ГР-40п	"	"	Пирит пентагондodeкаэдрический (из пробы ГР-40)	"	+10,4
ГР-100	"	Преимущественно тремолитовый сланец	Пирит	"	+10,8
ГР-100/1	"	Розовый крупнокристаллический карбонат (кальцит)	"	Гигантскокристаллическая вкрапленная	+12,6

ГР-100/2	"	Кварцевая жила	"	Вкрапленная	+9,2
ГР-100/3	"	Кварц-тремолитовый сланец	"	"	+9,0

Толща переслаивания амфиболовых, амфибол-гранат-слюдистых,
кварц-амфибол-карбонатных сланцев
(флишеидная и хирвинаволоцкая толща)

ГР-7/20	Северо-восточная часть п-ова Хирвинаволоц	Амфиболит	Пирротин	Вкрапленная минерализация	-0,1
ГР-119/2	То же	Карбонатизированный амфибол-кварц-биотитовый сланец	"	То же	-4,4
ГР-115	"	Амфиболит	Пирит	Вкрапленность и небольшие шпильки	+3,9
ГР-115а	"	"	"	То же	+3,0

Толща высокоуглеродистых пород (хирвинаволоцкая свита)

ГР-215/1	Северная часть о-ва Петрова	Высокоуглеродистая порода	Пирит	Линзовидно-прожилковая	-17,2
ГР-215/2	То же	Высокоуглеродистая порода с максимальным (40%) содержанием углерода	Пирит, пирротин	Микроконкрекции	-13,0
ГР-7/16	"	Высокоуглеродистая порода	Пирротин, халькопирит	Уплотненная 4-сантиметровая, зональная конкреция	-14,3
ГР-214	Западная часть о-ва Петрова	То же	Пирит	Вкрапленная, гнездообразная	-15,4
ГР-217	Небольшой остров на восточном продолжении о-ва Монастырский	"	Пирротин	Тонколиновидная	-19,4
ГР-219	400 м к востоку от т. ГР-217	Углерод-амфиболитовый сланец	Пирит	Линзовидно-прожилковый	-14,7
ГР-219/1	То же	Порода аналогичная ГР-219, но с большим содержанием углерода		Вкрапленно-прожилковая	-18,7
ГР-220	П-ов Хирвинаволоц, в районе Су-рудопроявления	Углерод-амфибол-гранатовый сланец	Пирит, пирротин	Послойно-прожилковая	-15,4
ГР-220/1	То же	Амфибол-углеродистый сланец	Пирит	Послойно-прожилковая, гнездообразная	-15,4

вых разностей до наиболее грубозернистых разностей – конгломератов. Но в целом материал значительно более тонкий, с повышенным содержанием углерода и глинозема, с флюидностью отдельных пачек. В фациальном отношении отложения этой свиты более глубинные [10].

Черносланцевые породы, развитые на островах озера и на п-ове Хирвинаволок, характеризуются повышенным содержанием сульфидов. Содержание углерода в породе колеблется от 5 до 40%. Сульфидно-углеродистые сланцы содержат в повышенном количестве Cu, V, Ni, Cr, Zn, Co [10]. Содержание рудных минералов в породе колеблется от 1 до 30%, при средних содержаниях ~8%. Преобладают пирротин и пирит при подчиненном содержании халькопирита, сфалерита, ильменита, рутила, редко встречаются гематит, пентландит, кубанит, борнит, молибденит (?), кобальтин (?).

Пирротин, так же как и пирит, присутствует в виде двух генераций, отличающихся морфологией, размерностью, степенью идиоморфности.

Наиболее распространенная форма нахождения сульфидов – вкрапленная. Встречается равномерно-вкрапленная, пятнистая, неясно-послойно-вкрапленная (фиг. 2). Кроме того, наблюдаются многочисленные жилки и расщетки разных направлений, выполненные преимущественно пирротинном. Изредка можно наблюдать шпировые и конкреционные образования.

В целом рудная минерализация носит характер седиментогенно-диагенетической, с последующей перекристаллизацией и преобразованием на стадии метаморфизма, вплоть до появления метаморфогенно-прожилковых разностей.

Результаты изотопного анализа и обсуждение полученных данных

Изотопный анализ проводился в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН. Породы, содержащие сульфиды, дробили и ситовали до размера фракций, обеспечивающих чистоту отбора анализируемых минералов. Монофракции отбирали с использованием бинокулярного микроскопа. Сульфиды переводили в SO_2 по стандартной методике. Полученный газ анализировали на масс-спектрометре MI-1201B. Значения $\delta^{34}\text{S}$ даны в промилле относительно метеоритного стандарта "Сихоте-Алинь". Воспроизводимость $\delta^{34}\text{S} \pm 0,5\%$.

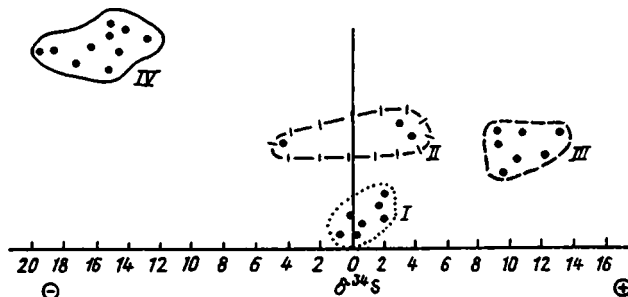
Полученные данные характеризуются резко отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (см. таблицу и фиг. 3) и относительно небольшим разбросом ($-13,0 + -19,0\%$).

Существенных различий в изотопном составе серы пирита, пирротина, халькопирита разных генераций не наблюдается. Распределение изотопно охарактеризованных сульфидов в зависимости от текстурно-структурных признаков не носит ярко выраженного функционального характера. Можно лишь считать, что сульфиды конкреционных форм имеют несколько более тяжелый изотопный состав, чем сульфиды других форм.

Изотопный состав серы сульфидов изучали в образцах из разных частей разреза углеродистых пород и из различных точек латерального ряда: островов Петров, Монастырский, ряд небольших безымянных островков, п-ова Хирвинаволок (см. фиг. 1). Явно выраженных закономерностей в распределении изотопно охарактеризованных сульфидов в пространстве выявлено не было.

Резко отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ рассеянных в углеродистой породе сульфидов свидетельствуют об их образовании на стадии диагенеза в процессе биогенной сульфатредукции.

Относительно небольшой разброс данных, не свойственный диагенетическим сульфидам, объясняется усреднением в процессе метаморфогенной перекристаллизации и реомобилизации рудного вещества в единичные маломощные метаморфогенные прожилки. Если диагенетический генезис рассеянных сульфидов



Фиг. 3. Изотопный состав серы сульфидов колчеданных рудопроявлений и фоновой минерализации нижнепротерозойских образований Кукасозерской зоны

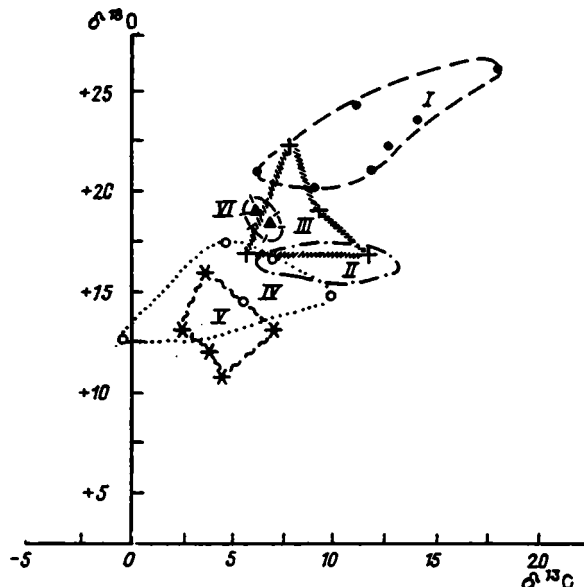
I — рудопроявление Хирвинаволок; *II* — сульфиды флишовой толщи; *III* — рудопроявление Колчеданное; *IV* — сульфиды высокоуглеродистых пород

дов практически не вызывает сомнений, то значительно сложнее судить об изотопном составе исходного сульфата, при редукции которого были сформированы сульфиды.

Логично предположить, что источником серы сульфидов является сульфат морской воды нижнепротерозойского палеобассейна. При этом изотопный состав серы морского сульфата в значительной мере будет зависеть от характера, размера и степени открытости палеобассейна. В данном случае существуют два варианта его формирования: 1) палеобассейн северокарельской зоны занимал относительно узкое изолированное пространство, поэтому, вероятно, изотопный состав серы сульфата значительно отличался от "океанической константы", которая, по мнению ряда авторов [2], в нижнепротерозойское время была близка к современной; 2) палеобассейн представлял собой обширный водоем, включающий области современного развития отложений имандра-варзутского комплекса, северокарельского и многих других, при этом изотопный состав отвечал "океанической константе". Накопленный фактический материал не дает оснований отдать предпочтение той или иной гипотезе.

Кроме того, существует реальная возможность подтока в придонные и иловые воды палеобассейна сульфатсодержащих рассолов различного генезиса. Для подобного предположения существуют весомые основания. Дело в том, что практически во всех нижнепротерозойских структурах Балтийского щита людикийские образования с комплексом углеродистых пород подстилаются ятулийскими пестроцветами, терригенно-карбонатными толщами. Исследования ряда литологов и геохимиков [1, 4, 6], а также приводимый в данной статье материал приводят к выводу о широком развитии сульфатов эвапоритового генезиса в отложениях данного уровня. Вероятно, степень эвапоритности в различных регионах сильно варьировала, на чем несколько более подробно остановимся ниже.

Пестроцветные карбонаты ятулийских протозэвапоритовых отложений имеют своеобразный изотопный состав углерода (фиг. 4). Он характеризуется резким утяжелением $\delta^{13}\text{C}$ вплоть до +18,0‰ [11]. Не являются исключением и пестроцветные карбонаты Кукасозерского синклиория. Они распространены на северо-восточном, юго-западном берегах оз. Кукас, на небольших островках в южной части озера и в ряде других мест. Карбонаты массивные слабополосчатые, местами окварцованные и мраморизованные, от слабо-розовых до коричнево-лиловых. Представлены кальцитом и доломитом, преобладает первый. Изотопный состав углерода этих карбонатов колеблется от -0,4 до +10,0‰ (см.



Фиг. 4. Изотопный состав углерода и кислорода пестроцветных карбонатных пород ятулийского (туломозерского) уровня Балтийского щита

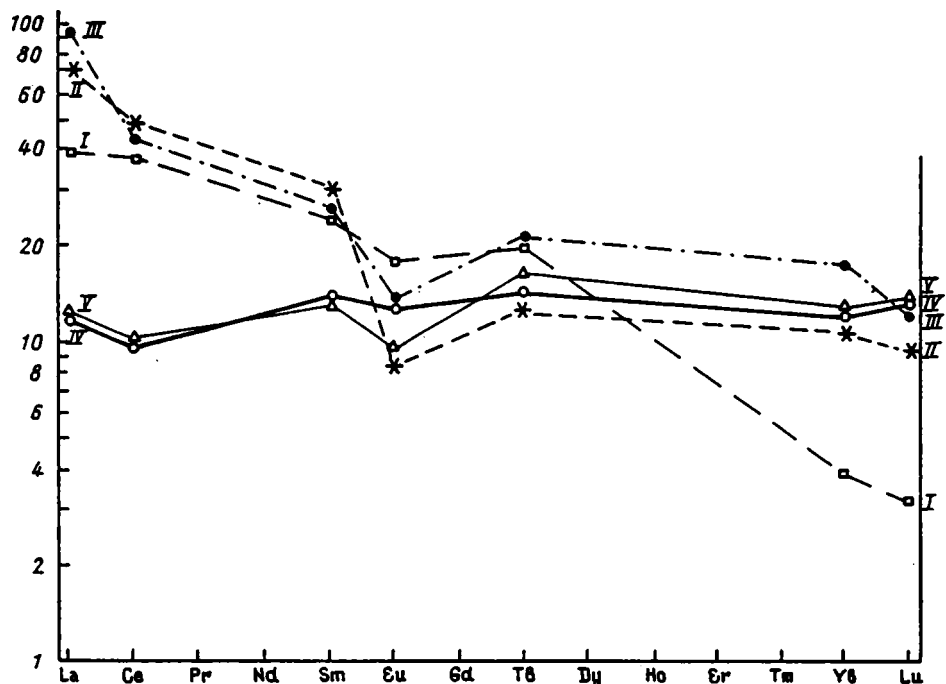
I — Онежская структура [11]; II — Шомбозерский синклинорий; III — Куолаярвинская структура; IV — Кукасозерский синклинорий; V — Имандра-Варзугская зона (по данным Б.Г. Покровского, В.А. Мележика); VI — Печенгская структура (по данным Б.Г. Покровского, В.А. Мележика)

фиг. 4), $\delta^{18}\text{O}$ от +12,6 до +21,4‰. Изотопный состав кислорода отражает изотопное равновесие на катагенетически-метаморфических стадиях преобразования карбонатов.

Утяжеленный состав серы, характерный для эпигенетических сульфидов, связанных с сульфатсодержащими рассолами, имеют пириты рудопроявления Колчеданное (см. фиг. 3). Значения $\delta^{34}\text{S}$ пиритов находятся в диапазоне 9,0 + 12,6‰ [10]. Рудопроявление локализовано в карбонат-тремолитовой толще.

Другим источником серы гидротерм, разгрузка которых, вероятно, могла происходить на дне палеобассейна, являются глубинные флюиды с ультраосновным высокомагнезиальным магматизмом. Ранее был изучен изотопный состав серы рудопроявления Хирвинаволока. Медноколчеданное оруденение локализовано в кварц-слюдисто-полевошпатовых сланцах (метаморфически и, вероятно, метасоматически измененные, существенно кварцево-субаркозовые метапесчаники) кукасозерской свиты. Полосчато-вкрапленная минерализация и маломощные линзы кулисообразно расположены вблизи контакта с основными и ультраосновными высокомагнезиальными магматитами (см. фиг. 1). Диапазон колебаний $\delta^{34}\text{S}$ серы халькопирита, борнита, пирита составляет от -0,8 до +2,0‰. По существу сера сульфидов рудопроявления имеет нулевые значения, которые можно интерпретировать как глубинные.

Анализ распределения редкоземельных элементов в высокомагнезиальных основных и ультраосновных магматитах показывает существенное отличие характера кривых РЗЭ от кривых прочих литолого-петрографических разностей этой зоны (фиг. 5). Для высокомагнезиальных магматитов характерны относительно низкие содержания легких РЗЭ, относительно высокие тяжелых, отсутствие Eu-минимума, выположенный характер кривой нормирования образца



Фиг. 5. Распределение РЗЭ нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных пород Кукасозерского синклинория, нормированных по хондриту

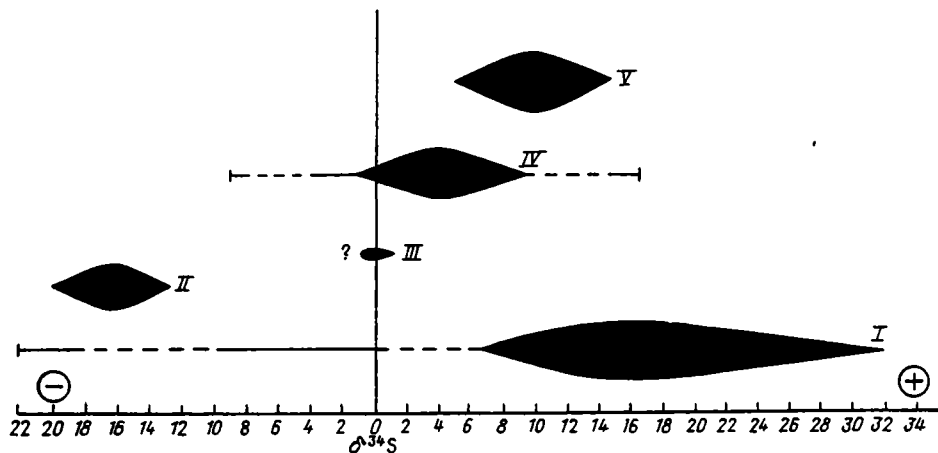
I — гидротермально измененные метапесчаники вблизи рудопоявления Хирвинаволоок; II — метапесчаники, более удаленные от рудопоявления Хирвинаволоок; III — высокоуглеродистые породы о-ва Петрова; IV — высокомагнетиальные основные магматиты вблизи рудопоявления Хирвинаволоок; V — высокоуглеродистые породы п-ова Хирвинаволоок в относительной близости от рудопоявления Хирвинаволоок

по хондриту. Эти данные в совокупности с изотопией серы подтверждают вывод о достаточно глубинном генезисе магматитов.

Высокотемпературные сульфатсодержащие гидротермы с серой при нулевом изотопном составе могли существенно повлиять на изотопный состав серы придонных вод, правда, скорее всего на весьма ограниченном пространстве. Данное предположение находит подтверждение в распределении изотопов серы в сульфидах флишеидной толщи. Анализируемый материал отобран в северо-восточной части п-ова Хирвинаволоок из амфиболитов толщи переслаивания. Значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита $-4,4 + +3,9$, сульфиды представляют собой, как правило, вкрапленную минерализацию. Точки отбора удалены от рудопоявления на 1–3 км.

Таким образом, изотопный состав серы фоновой сульфидной минерализации обусловлен биогенной сульфатредукцией морского сульфата. Изотопный состав последнего весьма гипотетичен. Он мог обуславливаться региональными локальными факторами, такими, как подток в природные иловые воды термальных рассолов как глубинного, так и малоглубинного генезиса.

Резко отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ рассеянных сульфидов, обусловленные сульфатредукцией, на стадиях диагенеза столь обычные и очень распространенные в фанерозойских углеродистых сланцах и тем более в современных илах, оказались аномальными для углеродистых сланцев людиковийского уровня нижнего протерозоя.



Фиг. 6. Распределение значений $\delta^{34}\text{S}$ рассеянной (фоновой) сульфидной минерализации нижнепротерозойских углеродистых пород восточной части Балтийского щита

I — шунгиты заонежской свиты; II — высокоуглеродистые породы хивинаволокской свиты; III — высокоуглеродистые породы совыярвинской свиты; IV — углеродистые филлиты пильгуйярвинской свиты; V — высокоуглеродистые породы томингской свиты

Был проанализирован изотопный состав серы (фиг. 6) рассеянной сульфидной минерализации углеродистых образований наиболее крупных Карельских структур Балтийского щита: Онежской мульды, Кукаозерской, Куоляярвинской, Печенгской и Имандра-Варзугской зоны. Все данные являются оригинальными, изотопный анализ проводился также в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии (ГИН РАН). Максимальный диапазон $\delta^{34}\text{S}$ характерен для пиритов шунгитовых пород Заонежья (от $-22,1$ до $+31,3\%$), но если исключить единичные отрицательные значения, то диапазон сужается до $+6,0$ до $+31,3\%$. Более половины значений лежит в области $+15,0$ до $+22,0\%$ [9]. Максимальный диапазон, а также экстремальные значения, как положительные, так и отрицательные, принадлежат конкреционной (или более широко — шпирово-конкреционной) морфологической форме пирита.

Наиболее близки по изотопному составу серы сульфиды имандра-варзугских черносланцевых образований, но в отличие от шунгитов для них характерен значительно более узкий диапазон: $+4,9$ до $+14,2$ (см. фиг. 6). Сульфиды, преимущественно пирит вкрапленной, послойно-вкрапленной и линзовидной текстур, локализуются в углеродистых сланцах томингской свиты, которые имеют значительный диапазон содержаний углерода. Точки отбора сульфидно-углеродистых проб находятся в западной части имандра-варзугской структуры (Аноф-II, гора Лысая, 45-й километр и др.). Наряду с рассеянной рудной минерализацией в метасадочных образованиях томингской свиты локализованы более концентрированные скопления сульфидов — это рудопроявления "Пирротинное ущелье", безымянное в районе Аноф-II и др.).

Рудовмещающими породами густовкрапленных, массивных пирротинных руд месторождения "Пирротинное ущелье" служат слабоуглеродистые сланцы. Месторождение находится в непосредственной близости, практически на контакте с Хибинским щелочным массивом. Изотопный состав серы пирротина характеризуется почти нулевыми ($-2,4$ до 0%) значениями.

Пирротинные густовкрапленные руды безымянного рудопроявления в районе Аноф-II, локализованные в пестроцветных гематитовых метакорках, имеют отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$, чем существенно отличаются как от место-

рождения "Пирротиновое ущелье", так и от фоновой сульфидной минерализации углеродистых пород.

Наиболее своеобразен изотопный состав сульфидов углеродистых и слабоуглеродистых филлитов пильгуярвинской свиты Печенгской синклинойной структуры. Значения $\delta^{34}\text{S}$ имеют диапазон от +10,8 до -8,6‰. Большая часть значений (19 из 31) лежат в области +3,8 + -2,5‰. Положительные значения преобладают (21 из 31). Несмотря на то что диапазон $\delta^{34}\text{S}$ фоновой минерализации несколько шире диапазона сульфидов медно-никелевых руд, ранее детально изученных [10], наблюдается корреляция между $\delta^{34}\text{S}$ руд и фоновой минерализацией.

Карбонатные и терригенные породы подстилающей лучломпольской свиты имеют резко утяжеленный (до +31,0‰) изотопный состав серы сульфидов.

На фиг. 6 значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов черносланцевых пород Куолаярви ложатся в очень узкую зону вблизи нулевых отметок. Но в данном случае мы располагаем единичными значениями (два определения), на основании которых делать выводы не корректно.

Оценив в целом характер распределения изотопов серы в сульфидах черносланцевых породах нижнекарельского уровня почти всех нижнепротерозойских структур восточной части Балтийского щита, можно заметить, что явно преобладают тяжелые сульфиды, сульфиды заонежских шунгитов, углеродистых пород Имандра-Варзуги, печенгских филлитов. Расстояние между крайними объектами исследований, характеризующимися положительными аномалиями $\delta^{34}\text{S}$ (в центральной части Онежской и Печенгской структур), составляет ~1000 км, что указывает на региональный характер процессов, формирующих подобный изотопный состав серы.

В более ранних публикациях [9] были рассмотрены различные гипотезы, объясняющие положительную аномалию $\delta^{34}\text{S}$ для конкретного случая. Наиболее вероятна (на основании нового фактического материала) гипотеза о возможном участии термальных сульфатсодержащих рассолов при формировании диагенетической сульфидной минерализации в углеродистых осадках. Это гипотеза находит подтверждение в связи с накоплением данных по ятулийскому уровню эвапоритовых отложений [1]. Находки сульфатов, преимущественно барита, в виде мелких вкрапленных обособлений предположительно седиментационно-диагенетического генезиса, многочисленных псевдоморфоз по гипсу, пестроцветная окраска терригенно-карбонатного комплекса, в котором широко распространены строматолитовые биогермы, наличие специфических геохимических и изотопно-геохимических аномалий и некоторые другие факты убеждают в реальности существования этого уровня. На сегодняшний день стало возможным проследить этот уровень во всех нижнепротерозойских структурах и показать его региональный характер, и более того, только отсутствие надежных корреляционных (особенно геохронологических) критериев мешает "трассировать" этот уровень в разрезах многих щитов. Специфика аридной седиментации в различных протерозойских палеобассейнах отразилась на масштабах сульфатонакопления в каждой конкретной палеоструктуре, что, в свою очередь, значительно повлияло на объемы сформированного на следующих стадиях преобразования пород рассола и на возможности проработки этим вторичным рассолом людиковийских образований. Исходя из этих позиций, легко объяснить наблюдаемую нами картину: максимум сульфатнакопления в ятулии Онежской мульды, Имандра-Варзугской зоны и соответственно максимально утяжеленный состав серы "фоновых сульфидов" людиковия, предполагаемый минимум сульфатонакопления для палеобассейна Кукасозерской зоны и отсутствие влияния рассолов на фоновую минерализацию (лишь изотопный состав пирита рудопроявления Колчеданное, локализованного в ятулийских образованиях, фиксирует возможности участия сульфатных рассолов). Источник серы сульфи-

дов углеродистых пород людиковийского уровня Печенгской структуры, по-видимому, был комбинированным (утяжеленный за счет некоторого объема рассольного сульфата и глубинный), что нашло отражение в изотопном составе серы.

* *

*

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Несмотря на широкое развитие сульфатредуцирующих процессов в нижнем протерозое, изотопный состав серы сульфидов людиковийского уровня в основном определяется влиянием вторичных рассолов, являющихся продуктом метаморфизации эвапоритовых образований ятулия.

2. Исключением являются рассеянные сульфиды хирвинаволоксской свиты Кукасозерской зоны, имеющие отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$. Подобный изотопный состав является типичным для сульфидов, сформированных на стадиях диагенеза в процессе сульфатредукции.

3. Анализ изотопного состава серы рассеянных сульфидов пильгуярвинской свиты Печенгской структуры позволяет сделать вывод о влиянии эндогенной глубинной серы на ее формирование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмедов А.М. Эпохи эвапоритизации в раннем протерозое Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 3. С. 698–702.
2. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы // Тр. ГИН АН СССР. 1980. Вып. 351. 192 с.
3. Кратц К.О. Геохимия карелид Карелии // Тр. Лаборатории геологии докембрия. 1963. Вып. 16. 209 с.
4. Мележик В.А., Предовский А.А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза: на примере северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 208 с.
5. Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфозы кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л.: Наука, 1975. 137 с.
6. Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
7. Сафронов В.Т., Горощенко Г.Л. Углеродистые породы свиты Хирвинаволокс (Северная Карелия) // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 1. С. 55–69.
8. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
9. Шатский Г.В. Изотопный состав сульфидной серы Зажогинского месторождения шунгитов (Южная Карелия) // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 1. С. 20–28.
10. Шатский Г.В., Горощенко Г.Л. Минералогия ятулийских образований Северо-Карельской зоны на примере Кукасозерского синклинария // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 6. С. 107–120.
11. Юдович Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В., Суханов Н.В. Изотопные аномалии углерода в карбонатах Карельского комплекса // Геохимия. 1990. № 7. С. 972–978.
12. Goodwin A.K., Monster J.C., Thode H.G. Carbon and sulfur isotope abundances in Archean iron-formations and Earey Precambrian life // Econ. Geol. 1976. V. 71. P. 870–891.
13. Hattori K., Campbell F.A., Krouse H.R. Sulfur isotope abundances in Archean clastic rocks: Implications for the coeval // Nature. N 302. P. 323–326.
14. Kaplan I.R., Rittenberg S.C. Microbiological fractionation of sulfur isotope // J. Gen. Microbiol. 1964. V. 34. P. 195–212.
15. Schidlowski M. Autiquity and evolutionari status of bacterial sulfate reduction // Sulfur isotope evidence in Origins of life. 1979. N 9. P. 299–311.

УДК 550.4:553.068.50

© 1993 Патык-Кара Н.Г., Тихомирова Е.В.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АКТИВНОГО СЛОЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Приведены данные, демонстрирующие уникальное свойство современного активного слоя донных осадков накапливать геохимическую информацию о нижележащих горизонтах осадочного чехла, погребенных коллекторах, перекрытых рудных скоплениях, глубинных структурах разрывного и очагового характера. Показаны механизмы передачи геохимического сигнала вверх по разрезу-толщи прибрежно-морских отложений.

Продвижение фронта геологоразведочных работ в область континентального шельфа ставит перед исследователями и практиками задачу разработки и привлечения новых экспрессных методов получения информации о веществе донных осадков, сочетания их с существующими методами геологической съемки шельфа и поисков полезных ископаемых. В связи с этим все более широкое распространение приобретают геохимические исследования современного поверхностного слоя донных осадков прибрежного шельфа, который является объектом массового опробования при промысловых, навигационных, инженерно-геологических работах, картировании шельфа, и в силу своей большей доступности служит источником наиболее регулярно получаемой геохимической информации.

Именно этот поверхностный слой донных образований, подвергающийся систематическому взмучиванию, размыву и переотложению под влиянием волнений и течений, называют иначе *активным слоем* (АС) донных осадков [12]. Верхней границей АС является поверхность дна; нижняя граница определяется глубиной распространения механического воздействия на рыхлые образования в периоды наибольшей гидродинамической активности.

Существующие представления о миграционных способностях, рядах подвижности и региональных закономерностях распределения химических элементов в литогенетических обстановках прибрежного шельфа в значительной степени базируются на учении Н.М. Страхова [16, 17 и др.]. Впоследствии учение Н.М. Страхова в части, рассматривающей поведение элементов в различных фациальных обстановках прибрежного шельфа, было дополнено новыми материалами [5, 6, 8, 9, 13, 18, 20–22, 24, 25].

Особый интерес представляют исследования различных геохимических барьеров в морях и океанах, нашедшие отражение в работах [3, 5, 11, 23].

Современный активный слой донных осадков является пограничной зоной, разделяющей среды с различными формами миграции и концентрации химических элементов. Изменение форм нахождения различных металлов продолжается в активном слое донных осадков до тех пор, пока не установится равновесие между твердой и жидкой фазами осадков и между поровыми и придонными водами. Помимо этого в верхнем слое осадков благодаря повышенной гидродинамической активности происходит механическая дифференциация элементов, контролируемая первым и вторым механическими барьерами. Такого ро-

да пограничные зоны, в пределах которых проявляется целый ряд различных по природе геохимических барьеров, А.П. Лисицын и Е.М. Емельянов предложили называть *геохимическими барьерными зонами* (ГБЗ) [10].

Современный активный слой как концентратор "глубинной" геохимической информации

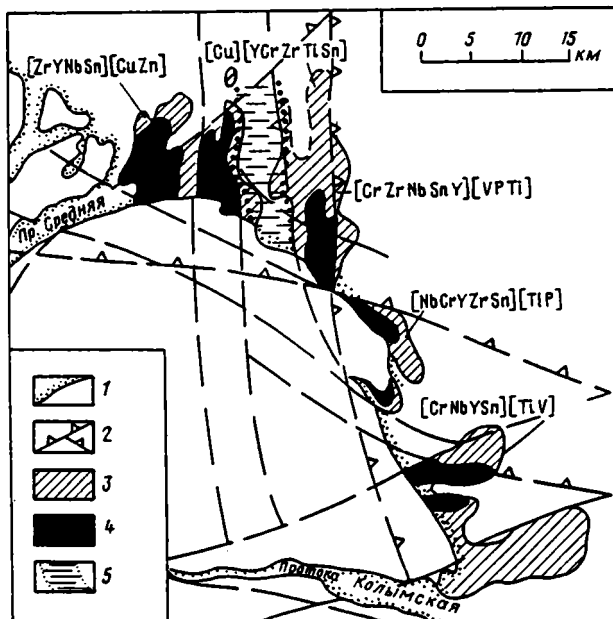
До недавнего времени активный слой осадков как ГБЗ рассматривался исключительно с точки зрения отражения процессов современного седиментогенеза и раннего диагенеза. Тем не менее значительный накопленный опыт литохимического картирования площадей прибрежного шельфа в пределах различных акваторий позволяет утверждать, что неоднородности геохимического поля активного слоя донных осадков могут быть связаны не только с современным осадконакоплением; в целом ряде случаев независимо от масштаба исследования они не обнаруживают прямой и однозначной связи с современными обстановками осадконакопления, не находят отражения в составе осадков и имеют "азональный", дискордантный, по отношению к литодинамическим и фациальным зонам, характер.

Рассмотрим некоторые примеры, отражающие результаты региональных средне- (1:1 000 000 и 1:200 000), крупномасштабным (1:50 000) и детальных геохимических работ в акватории арктических морей, выполненных в 1980–1990 гг. под руководством и при непосредственном участии авторов, а также результаты опробования, проводимого при государственной съемке шельфа. Во всех случаях исходным материалом послужили данные опробования поверхностного слоя донных осадков, проанализированные методом полуколичественного и приближенно-количественного спектрального анализа.

Пример 1. В процессе геохимического картирования аванделъты р. Индигирки было установлено, что пространственное распределение многих химических элементов отражает не только современную литодинамическую обстановку и особенности рельефа дна. Изученная часть аванделъты характеризуется малыми (<10 м) глубинами и относительно сглаженным рельефом, наиболее типичными формами которого являются неглубокие ложбины, обширные отмели и дельтовые острова. Донные осадки имеют тонкопесчано-алевритовый состав и плохо дифференцируются по площади.

Наряду со слабоконтрастными приустьевыми аномалиями Cu, Zn, Pb типа река – море и еще более слабыми шлиховыми аномалиями Zr, V, Cr в центральной части отдельных банок в пределах изученной области выделяются протяженные зоны, характеризующиеся повышением концентраций целого ряда элементов (фиг. 1). Отличительная особенность этих зон, имеющих ширину 6–10 км, состоит в их дискордантном положении относительно береговой линии; наиболее хорошо проявлены зоны субмеридионального простирания, менее выражены субширотные зоны. В узлах их пересечения группируются наиболее комплексные аномалии аддитивной природы, имеющие вид Zr, Nb, Y, Sn, Cr (Ti); на флангах состав аномалий заметно обедняется. Сходные закономерности присутствуют и в распределении других элементов; таковой, в частности, является компактная зона минимума V и Ni субмеридионального простирания, пересекающая различные фациальные области.

Протяженные линейные высококомплексные аномалии, ориентированные под углом или перпендикулярно к береговой линии, выделяются и при машинной обработке массива данных, методом главных компонент – одного из разновидностей метода факторного анализа. "Естественные составляющие" геохимического поля (главные компоненты) отображают корреляционные связи в поле исходных признаков. При этом первая главная компонента характеризует ас-



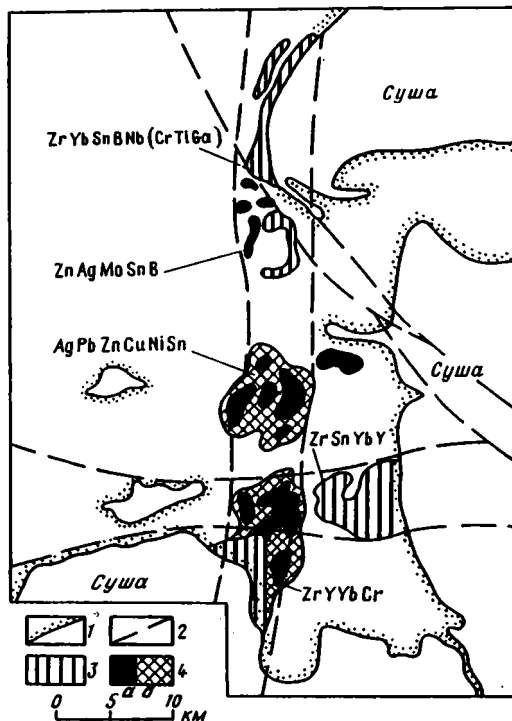
Фиг. 1. Комплексные геохимические аномалии интразонального строения в донных осадках аванделты р. Индигирки

1 — береговая линия; 2 — разрывные нарушения; 3—4 — комплексные геохимические аномалии (3 — слабоконтрастные, 4 — контрастные); 5 — зона минимальных значений V и Ni

социацию наиболее сильно коррелированных элементов с максимальной контрастностью неоднородного распределения в пространстве. Вторая и следующие главные компоненты суть новые ассоциации (за вычетом влияния коррелированности предыдущих ассоциаций) с постепенно уменьшающейся контрастностью неоднородности.

На изученном участке эти аномалии были прослежены на 6–20 км от берега и не оконтурены. Сопоставление их с системой региональных разрывных нарушений позволило высказать предположение, что эти аномалии контролируются флексурами и зонами повышенной проницаемости по активным разломам складчатого основания и осадочного чехла. Смешанный состав аномалий, рассматриваемых нами как отражение в геохимическом поле глубинных структур, по-видимому, определяется их двояким происхождением. С одной стороны, они образованы легкоподвижными элементами, для которых предполагается вертикальная миграция в зонах повышенной проницаемости, с другой — сохраняя свою тектоническую активность, зоны разрывных нарушений могут играть роль механических барьеров, на которых группируются самостоятельные центры размыва, и тогда состав структурных аномалий дополняют элементы шлихового класса [14].

Пример 2. В процессе среднемасштабного геохимического картирования мелководного зал. Селляхской губы у восточного побережья моря Лаптевых на фоне довольно монотонного состава донных грунтов, представленных тонкопесчаным — алевритовым материалом и весьма сглаженного донного рельефа, выявилась довольно сложная картина распределения химических элементов в современном активном слое. При этом так же, как и в предыдущем случае, оказалось, что аномалии, обнаруживающие связь с современными фациальными обстановками, как правило, малоконтрастны. Таковы лентовидные аномалии



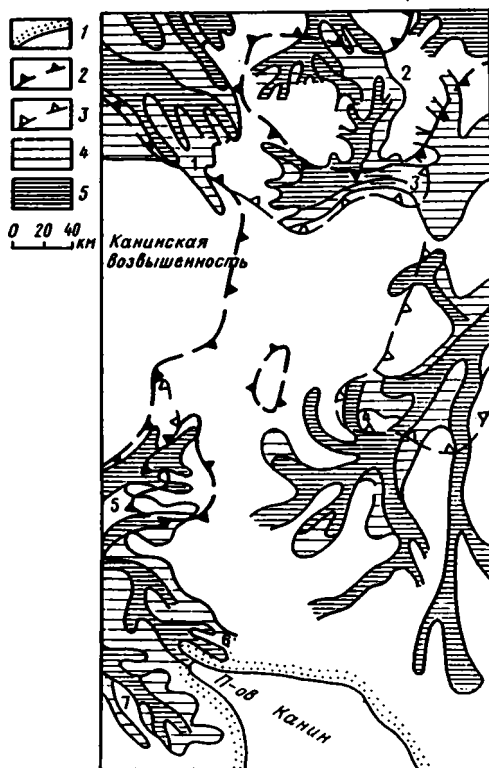
Фиг. 2. Комплексные геохимические аномалии в активном слое донных осадков в узлах пересечения рудоконтролирующих разломов (Селяхская губа в восточной части моря Лаптевых)

1 - береговая линия; 2 - разрывные нарушения; 3 - комплексные аномалии "шлихового" класса; 4 - то же, образованные преимущественно подвижными формами элементов (а - высококонтрастные, б - слабоконтрастные)

вида Ti, V, Mn, Cr, пространственно совпадающие с затопленными долинами в северной части губы, а также слабые приустьевые аномалии Cu, Zn, Pb напротив устьев рек Максунуоха и Чондон.

Наряду с указанными аномалиями в различных частях залива выделяются весьма обширные по площади ($n \cdot 10 \text{ км}^2$) контрастные многокомпонентные аномалии, не имеющие прямой связи с современным рельефом дна и литофациями. Как отмечено ранее, среди них различаются объекты двоякого рода [14]. Аномалии шлихового класса вида Zr, Sn, Y, Yb имеют механическую природу и фиксируют относительное накопление тяжелых минералов на структурных барьерах в пределах относительно приподнятых блоков. Такова обширная по площади аномалия у восточного берега Селяхской губы, которая, по-видимому, имеет рудогенную природу и может быть вызвана размывом более древних металлоносных (оловоносных) отложений. Менее однозначна природа аномалий вида Ag, Pb, Zn, Cu, Ni, Sn, состоящих из подвижных элементов, активно сорбируемых глинистым и органическим веществами [15]. Характерная особенность их расположения в пределах залива - приуроченность к узлам пересечения трассируемых с суши региональных разломов субмеридионального и субширотного простирания (фиг. 2).

Феномен формирования вторичных литохимических аномалий над разрывными нарушениями практически не освещен в литературе, исключение составляют данные А.А. Безбородова и О.В. Емельяновой [4], указывающие на связь



Фиг. 3. Области коррелированного накопления широкого комплекса химических элементов в донных осадках Баренцева моря, выделенные методом главных компонент

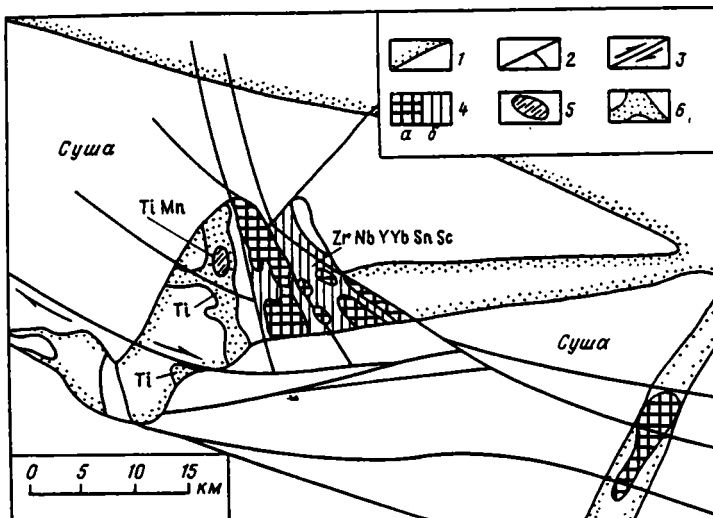
1 — береговая линия; 2 — сводовые поднятия; 3 — депрессии коренного ложа; 4—5 — комплексные геохимические аномалии (4 — слабоконтрастные, 5 — высококонтрастные, совпадающие с положением погребенных долин). 1—7 — номера аномалий

широкой (6—10 км) полосовой геохимической аномалии в донных осадках Феодосийского залива с продолжением сюда Парпацкого нарушения.

Приведенные примеры показывают, что в геохимическом поле донных осадков может быть отражена блоковая структура докайнозойского фундамента. Причем разграничение относительно приподнятых и относительно опущенных тектонических блоков в определенных условиях возможно только геохимическими методами, поскольку докайнозойская блоковая тектоника не проявляется ни в современном рельефе дна, ни в распределении литологических разностей современных осадков. В частности, установлено, что в общем случае относительно опущенным тектоническим блокам в геохимическом поле соответствуют области коррелированного накопления, а относительно приподнятым — области выноса широкого комплекса элементов, выделяемых первой Главной компонентой.

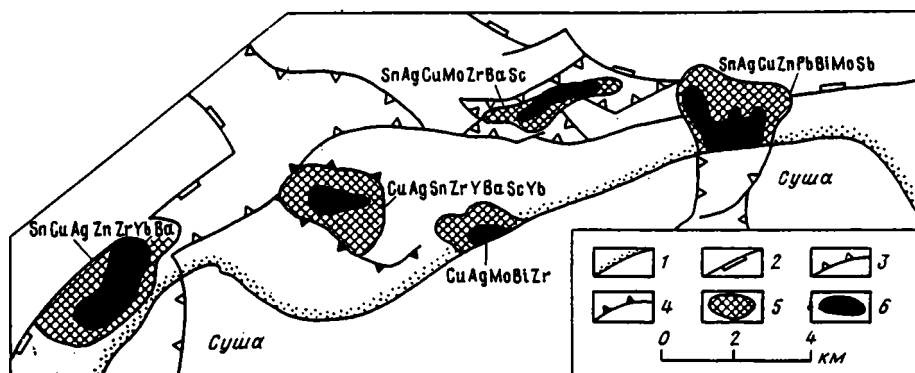
Могут быть приведены также примеры, когда в геохимическом поле современных осадков "просвечивают" погребенные геологические тела иной природы.

Пример 3. При проведении региональных геохимических исследований в Баренцевом море при опробовании современных донных осадков на первом уровне неоднородности, который выделяется первой Главной компонентой, в пределах выровненной субаквальной пластовой равнины была откартирована



Фиг. 4. Секущие азональные геохимические аномалии в донных осадках Омуляхской губы (Восточно-Сибирское море)

1 — береговая линия; 2 — разрывные нарушения; 3 — сдвиги; 4 — комплексные аномалии "шлихового" класса на структурном барьере (а — контрастные, б — слабоконтрастные); 5—6 — аномалии (5 — титана и марганца, 6 — титана)



Фиг. 5. Комплексные аномалии рудогенной природы в активном слое донных осадков у северного берега о-ва Большой Ляховский

1 — береговая линия; 2—4 — границы (2 — палеогенового прогиба, 3 — погребенных грабен-депрессий, 4 — куполов); 5—6 — комплексные аномалии (5 — слабоконтрастные, 6 — контрастные)

система разветвленных "дендритовидных" аномалий, морфология которых позволила высказать соображения о связи с долиной сетью (фиг. 3). Сопоставление аномалий с данными сейсмопрофилирования подтвердило, что они пространственно располагаются над крупными погребенными долинами, не имеющими прямого отражения ни в рельефе дна, ни в литологии современных осадков.

Пример 4. Обращаясь к более крупному масштабу, также удастся увидеть что в донных осадках полутчлененных заливов и губах формируются малс контрастные лентовидные аномалии вида Ti, Mn, (V, Cr) шириной 3—4 км. Иногда они пространственно совпадают с затопленными подводными долинами, других случаях, например в Омуляхской губе, занимают секущее положени

**Структура и состав комплексной геохимической аномалии смешанной природы,
сформированной в поверхностном слое донных осадков, при размыле
и переотложении материала коры выветривания
(участок Восточная Боруага, Северо-Ляховский район, работы в масштабе 1:50 000)**

Аномалия в целом		Внутренняя наиболее контрастная область аномалии	
элемент	содержания, нормированные на фон* (КК)	элемент	содержания, нормированные на фон (КК)
Ba	4,95	Ba	5,5
Zr	4,68	Y	5,0
Cu	4,05	Zr	5,0
Sc	3,84	Sc	4,56
Y	3,47	Yb	4,0
Yb	3,05	Cu	3,5
Ag	2,47	Ag	2,0
Ti	1,79		
Co	1,79		
Ga	1,74		
Mn	1,68		
Cr	1,68		
Ранжированный ряд Ba _{4,95} Zr _{4,7} Cu _{4,05} Sc _{3,8} Y _{3,5} Yb ₃ Ag _{2,5} (TiCo) _{1,3} Ca _{1,7} (MnCr) _{1,68}		Ранжированный ряд Ba _{5,5} (YZr) ₅ Sc _{4,6} Yb _{4,6} Cu _{3,5} Ag ₂	

*По данным приближенно-количественного спектрального анализа.

и исходя из палеогеографических реконструкций пространственно совпадают с пересекающими залив погребенными долинами. Более того, в последнем случае удается проследить смещение аномалий относительно друг друга по зоне крупного регионального разлома запад-северо-западного простирания. Из региональных палеодинамических реконструкций по шельфу восточно-арктических морей устанавливается, что сдвиговые движения по разломам указанного направления приходятся на миоцен; это позволяет не только высказать предположение о возрасте погребенной долины (эоцен – олигоцен?), но и рассчитать относительную скорость горизонтальных смещений по разлому – она составляет более 1,2 см/1000 лет (фиг. 4).

Можно привести также примеры, иллюстрирующие возникновение в современном активном слое комплексных геохимических аномалий "рудогенной" природы, формирующихся над перекрытыми рудными скоплениями. Некоторые из них, в частности аномалии вида $Ag \times Zn \times Mo$, описаны ранее [7].

Пример 5. Еще более отчетливо эта картина выражена у северного берега о-ва Большой Ляховский, на шельфе которого в настоящее время выявлен целый ряд оловянных россыпей и оловорудных проявлений. Все они находятся в погребенном состоянии и перекрыты неметаллоносными или слабометаллоносными "торфами" – верхнеплейстоценовыми – современными тонкозернистыми песками и алевроитами мощностью 10–25 м. Все указанные аномалии образованы присутствующими в различных концентрациях или соотношениях элементами рудного парагенезиса – В, Pb, Zn, Nb, Sn, Bi, Sb, Ag, Mn, Cu (фиг. 5).

На западном фланге района, в пределах отмели Боруага располагается аномалия 1, в контуре которой содержания Zn в современном активном слое достигают 500–1000 г/т; также высоки коэффициенты концентрации КК: Cu 3,8; Ag 3,6;

Mn 2,5; Nb 2. Поисково-разведочными работами в подстилающих отложениях выявлена оловянная россыпь, пространственно сопряженная с коренным источником. Близкая по составу, но менее контрастная аномалия (KK: Sn 2; Ag 2,5; Mn 2,1; Cu 4; Ba 5,5) располагается в центральной части отмели Боруога. Над центральной частью депрессии "Этерикан", также заключающей погребенную россыпь; она характеризуется следующими значениями KK: Pb 2,0; Bi 2,3; Nb 1,2; Cu 4,6; Ag 1,6; Sn 3,6; Mn 2,6 и в плане в сглаженном виде повторяет очертания погребенной депрессии. Содержания Sn в донных пробах в контуре аномалии достигают 100 г/т. Если подстилающие отложения представлены неоловоносными комплексами, аномалии в АС приобретают вид, отраженный в таблице. Наконец, еще далее к востоку (устье р. Малая Кутта) в донных осадках прибрежного шельфа выделяется еще одна контрастная (Sn 16; Pb, Ag, Cu, Mn 3; Nb 2; Zr и Bi 1,7 и 1,2) аномалия, генетически связанная с погребенной россыпью олова. Следует, однако, отметить, что эта аномалия в отличие от перечисленных выше имеет смешанное происхождение – в ее формировании принимают участие современные абразионные процессы и вынос металлоносного материала р. Малая Кутта.

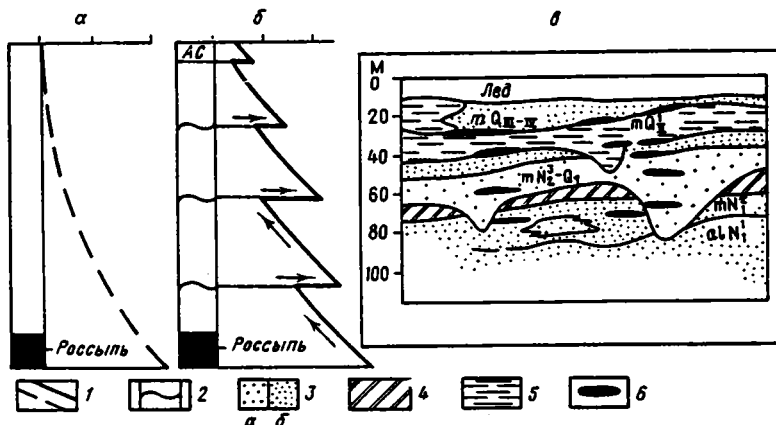
Механизм передачи и накопления геохимической информации в АС

Рассмотренные выше примеры показывают, что в условиях седиментогенеза прибрежного шельфа действуют определенные механизмы вертикальной миграции вещества, приводящие к относительному концентрированию химических элементов в поверхностном слое донных осадков и не имеющие прямой связи с современными литодинамическими и фациальными обстановками. Следствием этого является возникновение в современном АС комплексных геохимических аномалий, которые выступают в качестве индикаторов погребенных коллекторов (долин, структурных депрессий), разрывных нарушений, перекрытых рудных скоплений.

По-видимому, передача такого рода геохимической информации осуществляется по крайней мере двумя путями – в механической форме и в виде подвижных соединений.

Предпосылки для *механической вертикальной миграции* элементов, т.е. для перемещения вверх по разрезу кластогенных минералов, являющихся носителями целой группы элементов, входящих в состав комплексных аномалий, характерных для АС, заключены в свойствах последнего. Известно, что мощность АС в прибрежной зоне, зависящая от динамического режима и гидравлической крупности перемещаемых наносов, в общем случае не превышает первых десятков сантиметров, но может существенно возрастать в периоды экстремальных волнений. Свидетельством этого является градационная сортированность материала, наблюдаемая в слое мощностью 1,5–2 м и более, в частности относительное обогащение базальных горизонтов АС тяжелыми минералами.

Указанные свойства АС позволили К.В. Яблокову сделать вывод о том, что в непрерывном морском разрезе базальный горизонт (АС) обогащается устойчивыми минералами из подстилающих осадков [19]. Он в свою очередь служит источником обогащения тяжелыми минералами нового АС, что в целом создает механизм вертикальной миграции определенных порций тяжелых минералов вверх по разрезу прибрежно-морских осадков, которая затухает с прекращением "морского" режима осадконакопления. В этом случае наиболее высокие концентрации элементов, мигрирующих преимущественно с обломочными минералами, прежде всего Zr, Y, Yb, Nb, Ti, La, Ce, а также Sn, В, приурочены к базальному горизонту АС, что удается наблюдать при послойном опробовании



Фиг. 6. Механизм формирования в активном слое "надроссыпных" аномалий механической природы: в непрерывном разрезе (а), при наличии локальных размывов (б) и схема размещения в разрезе подвешенных концентраций тяжелых минералов (в)

1 — содержания элементов, образующих аномалии "шлихового" класса; 2 — границы размыва; 3 — пески (а — тонкозернистые, б — среднезернистые); 4 — суглинки; 5 — алевроиты; 6 — концентрации тяжелых минералов

последнего. Такие данные, в частности, были получены нами при опробовании донных осадков Эбеляхской губы в восточной части моря Лаптевых.

Очевидно, что эффективность передачи "сигнала" зависит от строения разреза [26]. Можно представить себе этот механизм следующим образом. Вовлечение в переработку подстилающих слоев определяет своего рода минералогическую и геохимическую унаследованность АС по отношению к подстилающим горизонтам, однако по мере накопления толщи осадков этот сигнал будет ослабевать в силу того, что наиболее обогащенный тяжелыми минералами базальный горизонт АС будет в первую очередь "выводиться" из сферы волновой переработки. Усиление сигнала может происходить на абразионных уровнях и в других обстановках, где происходят преимущественный вынос легких кластогенных частиц и остаточное накопление более тяжелых минералов. Этот механизм вторичного обогащения способствует формированию в разрезе толщи аллохтонных концентраций устойчивых тяжелых минералов и отвечающих им геохимических аномалий, иногда значительно оторванных по вертикали от исходного рудного скопления (фиг. 6). Примером таких аллохтонных концентраций могут служить "подвешенные" оловоносные линзы с содержаниями Sn первые сотни грамм на кубический метр и отвечающие им слабоконтрастные геохимические аномалии вида Zr, Sn, Y, Yb, В на различных уровнях разреза позднекайнозойских прибрежно-морских отложений на участках Нагой и Туруктах вблизи восточного берега Селляхской губы в море Лаптевых.

Можно предположить, что чем больше локальных размывов в толще прибрежно-морских осадков, тем ярче проявлен указанный процесс. По-видимому, среди прочих условий такие локальные обстановки должны отличать относительно воздымающиеся блоки, флексуры, зоны относительно более высокоградиентных движений на границах блоков. Именно такую природу имеет описанная выше, в примере 2 Юкагирская аномалия "шлихового" класса у берегов Селляхской губы (см. фиг. 2). В последнее время авторами совместно с Ю.Л. Фотиной получены прямые данные, подтверждающие формирование в толще прибрежно-морских осадков над зонами тектонических уступов комплексных геохимических аномалий шлиховой природы, имеющих вид столбов.

Предпосылкой для восходящей миграции подвижных форм элементов и их концентрации в приповерхностном слое АС является наличие мощного комплексного физико-химического барьера, возникающего на границе осадка и придонной воды. В этом случае возникают аномалии, состоящие из Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Be, Co и других подвижных (по Н.М. Страхову) элементов.

Наиболее показательным примером результата действия физико-химических процессов передачи глубинной геохимической информации являются вторичные ореолы рассеяния над погребенными россыпями и коренными рудопроявлениями [7], сложный состав которых позволил предположить, что в их формировании наряду с механическим переносом (диффузией мелких обломков минералов) значительную роль играют истинные растворы либо коллоидная фаза, образующие потоки боковой и вертикальной миграции. В частности, подъем вещества в ореолах восходящей миграции определяется, по-видимому, главным образом диффузией в водных и газовых средах и капиллярным поднятием растворов. Прямым доказательством того, что в "надроссыпных" ореолах погребенных россыпей в значительном количестве присутствуют подвижные формы элементов, могут служить данные по Валькумейской прибрежно-морской россыпи в Чаунском районе, где водными вытяжками извлекается до 30% всего содержащегося в осадке Mo, некоторая доля Zn, Pb, Cu. В работе [15] приводятся данные, свидетельствующие о том, что на долю гидрогенной формы Cu в ореоле затопленной и погребенной россыпей олова приходится от 60 до 80%.

По-видимому, немаловажное значение в формировании восходящего потока подвижных форм элементов в толще осадочного чехла имеют ионный обмен, электрохимические явления и осмос, возникающие на фронте промерзания и протаивания в толще многолетней мерзлоты. Изменения уровня минерализации и состава солей, происходящие на границе фазовых переходов (от гидрокарбонатного кальциевого до хлоридного магниевно-натриевого – при промерзании), особенно заметные в условиях замкнутой системы, сопровождаются перераспределением растворимых веществ между мерзлой породой, льдом и остаточным раствором, активизируют обменно-адсорбционные процессы и способствуют переходу части металлов в подвижные формы.

С этой точки зрения особый интерес представляют такие эпизоды четвертичной истории арктического шельфа, как неоднократные регрессии и трансгрессии окраинных бассейнов, сопровождавшиеся соответственно формированием и деградацией многолетнемерзлых пород, которые не могли не оставить следов в структуре восходящих потоков подвижных форм химических элементов. Процесс экстракции металлов, по-видимому, многократно усиливался в локальных обстановках береговой зоны, где в процессе промерзания могли формироваться локальные очаги напорных засоленных отрицательнотемпературных вод – криопэгов, отличающихся повышенной агрессивностью [1, 2].

Важное место в понимании индикационных геохимических свойств АС занимает проблема "устойчивости" геохимических аномалий глубинного происхождения. Что касается аномалий механической природы, то сам механизм их формирования способствующий концентрации более тяжелых минералов в основании АС, способствует их относительной стабильности в условиях меняющейся динамической обстановки. Это подтверждают также данные, полученные К.В. Яблоковым при многократном опробовании Чокурдахской россыпи, которые показали, что аномалии Sn, Pb, Cu, связанные с зернистой частью осадка, не разрушаются от шторма к шторму, а только меняют свои очертания.

По-видимому, целесообразно, вслед за А.П. Лисицыным и Е.В. Емельяновым [10], рассматривать АС как геохимическую барьерную зону, в которой помимо механического совмещаются сорбционный, щелочной, электрохимический и некоторые другие физико-химические барьеры. Контрастному проявлению ано-

малый в АС способствует также "консервирующее" влияние морской среды. Характерно, что в изученных нами случаях происходит довольно быстрое разрушение ранее сформированных аномалий, как только устанавливается суббазальная обстановка, — они сохраняют свою контрастность на поверхности современной осушки, но распадаются на более мелкие и бедные по составу контура в пределах поверхности, заливавшейся морем в верхнем плейстоцене.

* * *

Итак, современный активный слой донных осадков прибрежного шельфа обладает уникальным свойством накапливать геохимическую информацию о нижележащих горизонтах осадочного чехла, погребенных коллекторах, перекрытых рудных скоплениях, глубинных структурах разрывного и очагового характера.

Повышенная чувствительность АС к геохимическим сигналам глубинного происхождения обеспечивает возможность формирования вторичных ореолов рассеяния не только над контрастными источниками, такими, как рудные и россыпные объекты, но и над разрывными нарушениями, являющимися зонами повышенной проницаемости, а также над погребенными аккумулятивными телами, характеризующимися повышенными относительно фона концентрациями элементов.

Передача геохимической информации осуществляется как механическим путем, так и в форме подвижных соединений. При этом установлено, что эффективности первого процесса способствует наличие границ размывов в разрезе рыхлого чехла, на которых формируются локальные геохимические аномалии "шлихового" класса. Предпосылкой для восходящей миграции подвижных форм и их концентрации в АС является наличие комплексного физико-химического барьера, образующегося при взаимодействии осадка с придонной водой. Немаловажное значение в формировании восходящего потока подвижных форм элементов на арктическом шельфе имеют физико-химические процессы на фронте промерзания (протаивания), прохождение которого через толщу наносов отражает смену криогенной обстановки при чередовании регрессий и трансгрессий.

Преимственность химического состава активного слоя по отношению к подстилающим осадкам значительно расширяет возможности применения геохимических методов при морских геологоразведочных работах, позволяя использовать АС как индикатор особенностей строения осадочного чехла, структурно-геоморфологических неоднородностей прибрежного шельфа, скоплений полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимова Н.П. Сезонные изменения химического состава криопэггов аллювиальных отложений // Гидрогеологические исследования мерзлой зоны. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1976. С. 36—46.
2. Анисимова Н.П., Григорьев Н.Ф. Химический состав донных отложений на прибрежном участке Карского моря // Миграция элементов в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1985. С. 71—78.
3. Айзатуллин Т.А., Лебедев В.Л., Суегова И.А., Хайлов К.М. Граничные поверхности и география океана // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1976. № 3. С. 25—35.
4. Безбородов А.А., Емельянова О.В. Связь аномалий в микроэлементном составе осадков Керченско-Таманского шельфа с зонами разломов и береговых обнажений // Докл. АН УССР. 1985. № 4. С. 3—7.
5. Геохимия осадочного процесса в Балтийском море / Под ред. Е.М. Емельянова и В.Н. Лукашина. М.: Наука, 1986. 230 с.

6. Гордеев В.В., Лисицын А.П. Средний химический состав взвеси рек Мира и питание океанов речным осадочным материалом // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 1. С. 225–228.
7. Григорян С.В., Патык-Кара Н.Г. Геохимическая зональность россыпей и ее причины // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 5. С. 1192–1195.
8. Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 198 с.
9. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
10. Лисицын А.П., Емельянов Е.М. Геохимический смысл океанских и морских геохимических барьеров и барьерных зон, их классификация и роль в седиментогенезе и рудообразовании // Геология океанов и морей. Т. 1. (Тез. докл. 6-й Всесоюз. школы морской геологии. М. 1984. С. 220–222.
11. Монин А.С., Романкевич Е.А. Проблемы биогеохимии Мирового океана // Современные задачи и проблемы биогеохимии. М.: Наука, 1984. С. 74–82.
12. Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения. М.: Мысль, 1980. 280 с.
13. Новилов В.И., Паланский М.Г. Микроэлементы в современных донных осадках Днепровско-Бугского лимана // Петрология, минералогия и рудообразование в пределах Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1984. С. 87–95.
14. Патык-Кара Н.Г. Геохимические критерии поисков и оценки россыпей в прибрежной зоне шельфа // Сов. геология. 1987. № 5. С. 74–87.
15. Патык-Кара Н.Г., Долгополова Л.П., Сердобова Л.И. Формы нахождения и баланс распределения элементов-индикаторов в оловоносных россыпях // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 2. С. 23–35.
16. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
17. Страхов Н.М. Геохимия современного седиментогенеза // Океанология. Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 9–239.
18. Холодов В.Н., Туровский Д.С. К проблеме осадконакопления в Каспийском море. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 17. С. 17–34.
19. Яблоков К.В. Использование результатов изучения активного слоя морских осадков для палеогеографических реконструкций // 27-й МГК (рез. V. I. Sect. 03). 1984. С. 426–427.
20. Bother M.H., Aruscavage P.J., Ferrebee W.M., Baedecker P.A. Trace metal concentrations in sediment cores from continental shelf of the south-eastern United States // Estuarine and Coast. Mar. Sci. 1980. V. 10. N 5. P. 523–541.
21. Calvert S.E. The mineralogy and geochemistry of nearshore sediments // Chem. Oceanography. V. 6. L. 1976. P. 187–280.
22. Davies-Colley R.J., Nelson P.O., Williamson K.J. Copper and Cadmium uptake by estuarine sedimentary phases // Environ. Sci. and Technol. 1984. V. 18. N 7. P. 491–499.
23. Horn R.A. Marine Chemistry. N.Y.: Wiley-Intersci., 1969. P. 398.
24. Loring D.H. Distribution and partition of cobalt, nickel, chromium and vanadium in the sediments of the Saguenay fiord // Canad. J. Earth. Sci. 1976. V. 13. N 12. P. 1706–1718.
25. Loring D.H. Geochemistry of zinc, copper and lead in the sediments of the estuary and open gulf of St. Lawrence // Canad. J. Earth. Sci. 1978. V. 15. N 15. P. 58–69.
26. Patyk-Kara N.G., Tickomirova E.V., Yablokov K.V. Geochemical features of present active layer — indicator of structural and lithodinamical features of nearshore zone // XIII INQUA Cong. Abstracts. Beijing, 1991. P. 273.

Институт геологии рудных месторождений
петрографии, минералогии и геохимии
РАН, Москва

Поступила в редакцию
26.III.1992

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.068.5:552.14

© 1993 Жабия А.Г., Самсонова Н.С., Абесадзе Г.Н.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПИРИТОВЫЕ КОНКРЕЦИИ

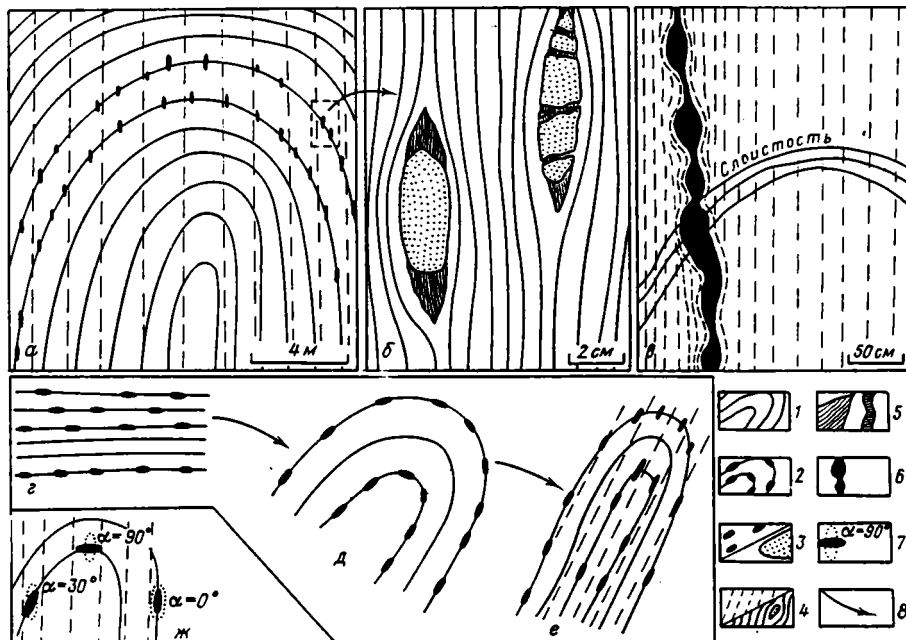
Диагенетические пиритовые конкреции в разрезе юрских морских осадков на Южном склоне Большого Кавказа встречаются часто. Особенно их много в литофациях, обогащенных органическим веществом и относимых нами к черносланцевой полиметалльной рудоносной формации [1, 3, 4]. Эти литофации, вслед за Р. Бернером [9], мы называем *эксинскими*. В стадию сингенеза (осадконакопления) они характеризовались сероводородным заражением, обилием органики, сульфидизацией железа из кластических фракций осадка с образованием фрамбондов, вкрапленности и конкреций различных сульфидов железа, ныне представленных исключительно пиритом. Таким образом, первичный геохимический органо-сероводородный барьер, на котором возникали сульфиды железа и накапливались примесные металлы и металлоиды, сменяется вторичным твердофазовым пиритовым. Уникальные электрофизические и кристаллофизические коллекторские функции пирита в отношении полиметаллов, кобальта, никеля, золота, серебра, и платиноидов хорошо известны. Реализация этих функций подробно описана, например, для крупного черносланцевого месторож-

Содержание золота, мышьяка и сурьмы в пирите диагенетических конкреций по данным микрозонда "Камебакс"*

Номер образца	Стратиграфическая и региональная привязки	Золото**	Мышьяк	Сурьма
5987	Нижняя юра, нижне-сорская подсвита, р. Зеско (Нижняя Сванетия)	$\frac{0,051}{510}$	$\frac{0,01-0,11}{100-1100}$	$\frac{0,001-0,017}{10-170}$
5995-I	Нижняя юра, нижнему-ашская подсвита, р. Зопхито (Верхняя Рача)	$\frac{0,002-0,006}{20-60}$	$\frac{0,16-3,48}{1600-34800}$	$\frac{0,08}{800}$
5995-II	То же	Не обн.	$\frac{0,14-0,73}{1400-7300}$	$\frac{0,006}{60}$
5993	Средняя юра, нижне-талахиянская подсвита, р. Зеско (Нижняя Сванетия)	$\frac{0,005-0,0018}{50-180}$	$\frac{0,11-0,18}{1100-1800}$	$\frac{0,017}{170}$
5993	Верхняя юра, лухум-ская пачка, месторождение Лухуми (Верхняя Рача)	$\frac{0,043}{430}$	Следы	$\frac{0,011}{110}$

*Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кэВ, ток поглощения электронов при определении золота 36 нА, время — 60 с. Анализы выполнены в ИМГРЭ (аналитик О.М. Георгиевская).

**В числителе значения приведены в мас. %, в знаменателе — в граммах на тонну.



Фиг. 1. Соотношение ориентировки конкреций, метаморфогенного кварца около них, слоистости и плоскостей кливажа в черных сланцах

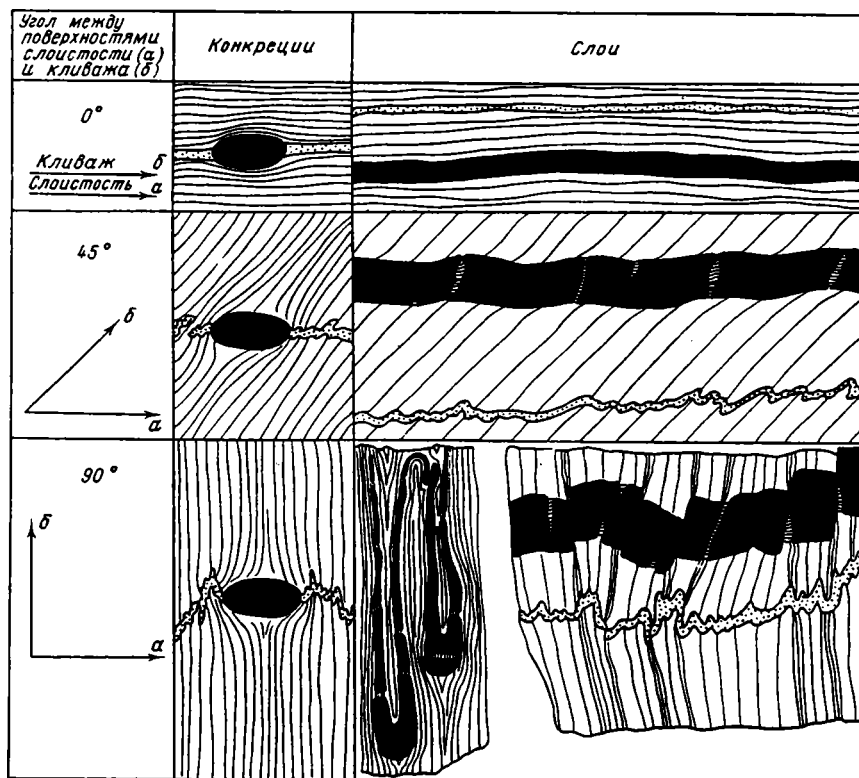
а — симметричная складка с кливажом параллельно ее осевой плоскости и развернутыми вдоль этой плоскости пиритовыми конкрециями; б — метаморфогенный волокнистый кварц в "двояках растяжения" около конкреций и в трещинах их раздавливания (рисунок перпендикулярен к плоскости кливажа); в — соотношение постскладчатой будинированной метаморфогенной жилы с плоскостями кливажа; г — последовательные стадии разворота конкреций при складчатости и кливаже; ж — угол между первичным (вдоль слоев) и вторичным (вдоль плоскостей кливажа) положениями конкреций.

1 — слоистость; 2 — соотношение слоистости и пиритовых конкреций; 3 — конкреции; 4 — плоскости кливажа в поперечном срезе; 5 — метаморфогенный волокнистый кварц; 6 — метаморфогенная кварцевая жила; 7 — первичная и вторичная (точки) ориентировки конкреций; 8 — последовательность преобразований

дения Мурунтау в Западном Узбекистане [7]. Стадийное перераспределение золота, накапливаемого на твердофазовом пиритовом барьере, в дальнейшем многократно отмечалось [2].

В таблице приведены содержания золота, мышьяка и сурьмы для пиритовых конкреций из различных частей юрского разреза. Специально отмечаем, что конкреции взяты в местах, где отсутствуют минерализованные разломы, дайки, штокерки и прочие эпигенетические проявления, за счет которых можно было бы отнести адсорбированные на конкреционном пирите элементы-примеси (см. таблицу).

Распределение золота внутри самих тонкозернистых конкреций крайне неравномерное и высокодисперсное. С помощью оптического микроскопа золотины или золотосодержащие минералы в пирите не обнаружены. Приведены максимальные содержания в отдельных участках, демонстрирующие накопительные функции конкреций. Сами конкреции содержат 35–65% пирита. Валовое содержание золота в таких конкрециях существенно меньше, чем в пирите, и достигает 0,5–1,2 г/т. Характерна цементация пиритовых зерен органико-минеральным веществом. Иногда можно предполагать, что зонки концентрации золота внутри конкреций имеют форму посткливажных трещин, которые залечены параллельно-волокнистым метаморфогенным кварцем конкреции. Конкреции, первично ориентированные параллельно слоистости, в процессе кливажирования и складчатости разворачиваются длинными осями вдоль плоскостей кливажа (фиг. 1–3). Приведенные фигуры ясно показывают множественность путей структурно-текстурной трансформации конкреций и попадания к ним и в них метаморфогенных растворов.



Фиг. 2. Текстурные соотношения кливажных поверхностей и жестких тел пиритовых конкреций и слоев пирита (черное). Точки — песчаные слойки. Разрывы в пиритовых агрегатах залечены параллельно-волокнистым метаморфогенным, синкинематическим кварцем

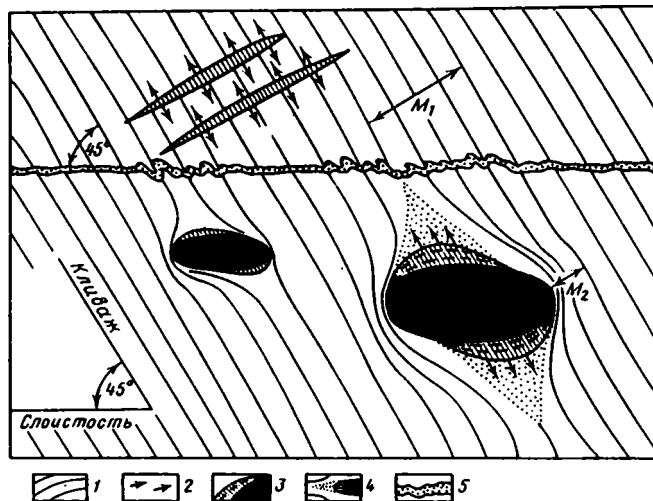
Эти факты дают основание предполагать, что источником золота являются сами эвксинские черносланцевые литофации. Катагенетический внутрипородный мобилизат [5, 6] был главным агентом перераспределения и концентрирования золота на пирите как на кристаллофизическом адсорбенте (коллекторе).

Литогеохимическим опробованием юрских разрезов, проводившимся нами в зависимости от детальности работ интервалами от 5 до 25 м, были обнаружены надфоновые золотые аномалии чаще всего именно в тех местах, где были распространены пиритовые диагенетические конкреции.

Естественно, источников золота, эпигенетично осаждающегося на пирите как геохимическом барьере, может быть много. Часть таких источников является мнимо или объективно внешней по отношению к осадочной толще. Мнимо внешними факторами могут быть разломы, рассекающие кливажированные, претерпевшие катагенез сланцы, заполненные кварцевыми (в силикатных породах) или карбонатно-кварцевыми (в силикатно-карбонатных породах) метаморфогенными "альпийскими" прожилками, жилами и жильными зонами. Это результат функционирования катагенетических дренажных околоразломных палеосистем, в том числе детально исследованных элизонных [8].

Внешние источники могут быть связаны с эффузивно-магматической деятельностью, формированием минерализации иных формационных типов и т.п. При этом нужно, видимо, ясно понимать, что тепловые поля интрузий возбуждают, активизируют внутрипородное перемещение и концентрирование вещества, в том числе золота, часто не добавляя его извне.

Таким образом, в черносланцевых формациях, преобразованных лишь катагенетически, эвксинские литофации с диагенетическими пиритовыми конкрециями изначально функционируют как золотонакопительные твердофазовые геохимические барьеры. Они являются основой перспективного рудно-формационного типа золотого оруденения, относящегося к общему семейству черносланцевых рудных формаций.



Фиг. 3. Две синхронные синкинематические разновидности метаморфогенного параллельно-волокнутого кварца: в тенях давления конкреций пирита и в поперечных плоскостях кливажа трещинах разрыва: M_1 и M_2 — соответственно соотношение интервала вдали и около конкреций

1 — плоскости кливажа; 2 — направление роста параллельно-волокнутого метаморфогенного кварца; 3 — конкреция пирита (черное) с оторочкой параллельно-волокнутого кварца; 4 — "дворик растяжения" около пиритовой конкреции с параллельно-волокнутиым и зернистым (точки) кварцем; 5 — слоистость (слоек песчаника) в сланце

Это дает основание для положительной оценки Южного склона Кавказа в пределах полосы юрских морских осадков на обнаружение золотого оруденения этого рудно-формационного типа (Бакырчик, Казахстан).

Можно предположить, что наибольшая реализация золотонакопительных функций этих барьеров будет происходить в стзоре поперечно-кавказских конседиментационных разломов.

Основным методом поисковых работ в составе прогнозно-поискового комплекса на золото описанного рудно-формационного типа является литогеохимический по юрским осадочным породам.

Существенно отметить, что уже освоена технология извлечения золота из сульфидов железа на базе руд черносланцевого комплекса Мурунтау (Узбекистан).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абесадзе Г.Н., Буадзе В.И., Жабин А.Г. и др. Полиметальная черносланцевая рудная формация на Центральном Кавказе // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 1. С. 154—156.
2. Ермолаев Н.П., Ильин М.Н., Пальмова Л.Г. Два типа перераспределения золота сульфидно-вкрапленных руд в черных сланцах // Геология руд. месторождений. 1986. № 1. С. 48—57.
3. Жабин А.Г. Диагенетическое сульфидонакопление в аргиллитовой юре Кавказа как претекстория колчеданного рудообразования // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228. № 2. С. 445—448.
4. Жабин А.Г. Два гетерогенных этапа рудообразования на мышьяковом месторождении Лухуми, Центральный Кавказ // Докл. АН СССР. 1986. Т. 228. № 1. С. 193—196.
5. Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Чичуа И.Б. и др. Метаморфическая эволюция гидротермально-осадочных геохимических аномалий // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 3. С. 107—121.
6. Котина Р.П., Швецов П.Ф. Формирование автономной рудогенерирующей структуры на стадии метатенеза // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 396—399.
7. Проценко В.Ф. Золоторудный минерогенез в черносланцевых толщах Западного Узбекистана // Зап. Узбекск. отд. ВМО. 1987. № 40. С. 21—30.

8. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 151 с.
9. Berner R. Migration of iron and sulfur within anaerobic sediments during early diagenesis // Amer. J. Sci. 1969. V. 267. N 1. P. 19–42.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов РАН,
Москва

Поступила в редакцию
28.VIII.1991

УДК 550.4:553.64

© 1993 Горбачев О.В., Аббясов А.А., Чистякова Н.Н.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ В ФОСФАТНО-УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КАК ИНДИКАТОР ПАЛЕОФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ

На различия в групповом составе редкоземельных элементов (РЗЭ) фосфоритов в зависимости от условий их формирования указывали многие исследователи [1–3, 13, 14 и др.]. Повышенная сорбционная емкость фосфатов и различный групповой состав РЗЭ вод мелко- и глубоководных (океанических) бассейнов (увеличение доли тяжелых лантаноидов с глубиной) создают предпосылки для использования РЗЭ в качестве индикатора палеофациальных обстановок формирования морских фосфатов.

Рассмотрен групповой и индивидуальный состав РЗЭ кремнисто-фосфатных конкреций и вмещающих их кремнисто-углеродистых пород (таблица), залегающих в виде двух горизонтов, в основании и в верхах кембро-ордовикских углеродисто-карбонатно-кремнистых отложений Срединного Тянь-Шаня, детально описанных в работах [4–6, 8]. По ряду признаков эти отложения относятся к относительно глубоководным (гемипелагическим) фациям рифтогенной континентальной окраины [7, 12].

В качестве сравнительного материала приведены составы РЗЭ в фосфоритах того же возрастного уровня (Є), формировавшихся в различных палеофациальных обстановках: геосинклинальные (шельфовые) фации (Хубсугульский бассейн [10], бассейн Каратау, наши данные) и мелководно-морские платформенные (кембрий Сино-Корейского щита, наши данные). Состав РЗЭ в океанских водах и глубоководных фациях приведен по [17].

Распределение РЗЭ в фосфатных породах (фигура, составы нормализованы по сланцам [18]), выявляет две основные тенденции: терригенную (точки располагаются субпараллельно горизонтальной оси, отвечающей среднему составу сланцев) и аквагенную (хемогенный тип распределения РЗЭ, по Ю.А. Балашову [1]), отвечающую среднему составу РЗЭ в океанской воде (четко выраженная Се отрицательная аномалия и резкое относительное обогащение средними и тяжелыми лантаноидами).

Первой тенденции почти полностью соответствуют фосфатные кремни и вмещающие сланцы Сино-Корейского щита (см. фигуру, кривые 7, 8). Этим подтверждается их прибрежно-мелководный характер и унаследованность состава РЗЭ фосфатов от терригенного источника.

Аквагенный источник РЗЭ в глубоководных фосфатах подтверждается почти полной идентичностью кривых распределения РЗЭ в биогенных апатитах, в осадках океанических поднятий и в океанской воде (кривые 9, 10, 12 соответственно, по [17]).

Конкреционные фосфаты рифтогенной континентальной окраины (Срединный Тянь-Шань) по типу распределения РЗЭ наиболее близки к морским биогенным фосфатам, отличаясь от них лишь несколько пониженными значениями La и тяжелых РЗЭ.

Повышенная роль аквагенного фактора в накоплении РЗЭ в фосфатах этого типа вполне соответствует предположению о формировании их в условиях гемипелагиали. Характерно, что углеродисто-кремнистые осадки, вмещающие конкреции, близки как по уровню концентрации РЗЭ, так и по типу распределения к гемипелагическим кремнисто-глинистым илам Тихого океана [1], отличаясь от них лишь повышенными значениями иттрия.

Все морские фосфориты обладают максимумом в области средних лантаноидов (Sm, Gd), причем шельфовые фосфориты (см. фигуру, кривые 5, 6) по уровню накопления этих элементов занимают положение, промежуточное между платформенными (кривая 7) и гемипелагическими фациями (кривые 1, 2).

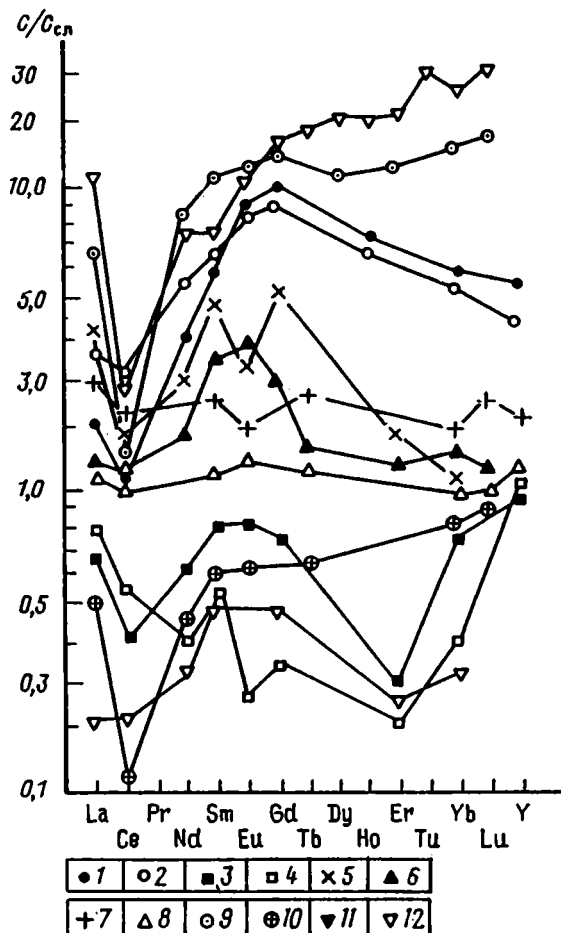
Содержание РЗЭ в фосфатах различных фациальных типов, г/т

Тип пород, фосфатов, регион	ΣРЗЭ	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Er	Yb	Lu	Y	Число проб	P ₂ O ₅ , %
Фосфатные конкреции (нижний гор-тЕ ₁), Срединный Тянь-Шань*	480	64	84	—	128	36	10,4	49	—	24	16	—	197	9	26,9
То же (верхний горизонт Е ₃ —О)*	764	115	236	—	180	36	10	48	—	23	16	—	142	7	24,9
Вмещающие углеродисто-кремнистые сланцы (нижний горизонт)*	91	21	26	—	19	4,7	1,0	3,6	—	1,2	2,5	—	42	2	0,49
То же (верхний горизонт)*	94	24	37	—	14	3	0,3	1,8	—	0,7	1,2	—	45	2	0,27
Фосфориты, Каратау (Е ₁)*	508	130	140	—	100	28	4	27	—	6,6	3,5	—	—	2	—
Пеллетовые фосфориты, Хубсугульский бассейн**	270	47	79,6	22,7	61,6	18,9	4,3	14,6	1,35	5,1	5,1	0,5	—	1	—
Кремнисто-фосфатные алевролиты, Сино-Корейский щит (Е ₁)***	314	103	157	—	—	14,5	2,6	—	2,3	—	5,6	1,1	78	3	3,5
То же, углеродистые алевролиты (С _{орг} 26%)*	156	15,8	82,2	—	—	7,8	1,8	—	1,1	—	3,0	0,4	46	4	1,2

*Атомно-эмиссионный спектрометр MONOSPEK-1000 (ИЛРАН, исполнитель Л.Б. Ефремова)

**Рентгеноспектральная лаборатория ИГРЭ [10].

***Инструментальная нейтронная активация БГГЭ, ИМГРЭ.



Содержание P39 в морских углеродисто-фосфатных отложениях и фосфоритов различных фациальных типов (нормализовано по сланцам [18])

1–2 – кремнисто-фосфатные конкреции (1 – нижний горизонт – нижний кембрий, 2 – верхний горизонт – верхний кембрий–ордовик); 3–4 – вмещающие углеродисто-кремнистые осадки (3 – нижний горизонт, 4 – верхний горизонт); 5–6 – фосфориты (5 – бассейна Каратау, 6 – Хубсугульского бассейна [10]); 7 – фосфатные кремни (Сино-Корейский щит); 8 – углеродистые алевролиты (там же); 9 – биогенный апатит [17]; 10 – осадки подводных океанических поднятий [17]; 11 – кремнисто-глинистые илы Тихого океана [1]; 12 – глубинные воды Атлантического океана [17] (содержания приведены в п-10⁵)

Различия в групповом составе P39 в фосфатах в зависимости от их фациального типа хорошо иллюстрируются величинами Yb/Ce и Gd/Ce, нормированными по сланцам.

Фациальные типы осадков	Yb/Ce	Gd/Ce
Морской биогенный апатит (пелагиаль)	12	10
Осадки подводных поднятий . .	8	5
Фосфаты гемипелагиали	4	10
Шельфовые фосфориты:		
1) Хубсугульский бассейн....	1,4	2,7
2) Каратауский бассейн....	0,5	2,5
Мелководно-морские (платформенный бассейн, Сино-Корейский щит)....	0,8	1,1

Основной тенденцией в распределении редких земель в фосфатах рассмотренных типов является возрастание доли тяжелых и средних лантаноидов с увеличением глубоководности фосфатных фаций. Рост величины коэффициента Yb/Ce в океанических фосфатах по сравнению с фосфатами мелководных субплатформенных отложений достигает 15-кратного. Такая специфика в распределении РЗЭ в фосфатах может быть использована при реконструкции палеофациальных условий формирования черносланцевых отложений различных формационных типов, поскольку фосфаты являются их постоянной составляющей.

Формирование мощных черносланцевых толщ с резко повышенной фосфатностью и металлоносностью (V, Mo, Ag и др.) является, по-видимому, одной из характерных особенностей древних рифтогенных континентальных окраин. Примером таких отложений, наряду с приведенными здесь (Срединный Тянь-Шань), могут быть отложения нижнекембрийских черносланцевых бассейнов обрамления Южно-Китайской платформы. Характерно, что именно в этих отложениях отмечаются высокие концентрации тяжелых лантаноидов — $Yb > 100$ и $Y > 210$ г/т [16]. Условиями формирования подобных рифтогенных окраинных бассейнов с их относительной глубоководностью [12] и вероятным усилением роли гидрогенных факторов в накоплении микроэлементов, по-видимому и объясняется специфика состава редких земель фосфатов в черносланцевых толщах.

Влияние эксгальтивных и гидрогенных факторов на состав редких земель в сторону увеличения в них доли тяжелых лантаноидов и иттрия отмечается также в океанических осадках подводных хребтов и областей накопления металлоносных осадков [9, 11]. Можно предположить, что в океанических бассейнах рифтогенных континентальных окраин с их относительной глубоководностью и, возможно, с одновременным влиянием наряду с биогенными и эксгальтивными процессами, образуются углеродисто-фосфатные осадки со столь специфическим составом редких земель. Длительность формирования этих отложений, подтверждаемая рядом косвенных данных [5], является определяющей при развитии бактериально-диагенетических процессов, движущих "самообогащающуюся" геохимическую систему [15] и приводящих к многократному концентрированию рудных компонентов в процессе захоронения углеродистых осадков. Этим, вероятно, и объясняется то, что накопление тяжелых редких земель и иттрия в углеродистых формациях рифтогенных континентальных окраин может достигать значений, близких к рудным.

Сравнение состава РЗЭ фосфатов и вмещающих углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев двух конкреционных горизонтов — нижнего (E_1) и верхнего (E_3-O) — показало, что при очевидном сходстве эти два горизонта заметно различаются. Дефицит легких лантаноидов (La-Nd) и одновременно большая обогащенность тяжелыми РЗЭ пород нижнего горизонта могут свидетельствовать либо о большей глубоководности осадков этого этапа, либо об увеличении привноса терригенного материала, обогащенного легкими лантаноидами, ко времени формирования верхнего конкреционного горизонта. Это вполне совпадает с данными о том, что нижний горизонт соответствует этапу максимальной нижнекембрийской (глобальной) трансгрессии и обладает признаками наибольшей глубоководности.

Таким образом, состав РЗЭ в морских фосфатах является достаточно тонким индикатором палеофациальных условий их формирования и может быть использован при реконструкции условий формирования древних осадочных бассейнов. Это имеет особое значение для углеродисто-фосфатных формаций, поскольку концентрации РЗЭ в отдельных типах этих отложений могут приближаться к промышленным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. Батурин Г.Н., Тамбиев С.Б., Ляпунов С.М. Редкоземельные элементы в биогенных фосфатах со дна океана // Геохимия. 1986. № 11. С. 1636—1643.
3. Блисковский В.З., Минеев Д.А., Холодов В.Н. Акцессорные лантаноиды в фосфоритах // Геохимия. 1969. № 11. С. 1348—1361.
4. Горбачев О.В. Кремнистые породы углеродистых формаций и их геохимические особенности // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 3. С. 111—119.
5. Горбачев О.В. Соотношение кремне- и карбонатакопления в циклически построенных потенциалах металлоносных углеродистых формациях Срединного Тянь-Шаня // Литология и рудоносность углеродистых формаций верхнего докембрия — нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1991. С. 73—83.
6. Горбачев О.В., Аббясов А.А. Природа и специфика минеральных парагенезисов потенциально металлоносных горизонтов в углеродистых отложениях кембро-ордовика Сре-

- динного Тянь-Шаня // Литология и рудоносность углеродистых формаций верхнего докембрия — нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1991. С. 84–94.
7. Горбачев О.В., Созинов Н.А. Углеродистые отложения древних континентальных окраин (геохимические особенности, формационные типы, эволюция) // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 203–212.
 8. Горбачев О.В., Чистякова Н.Н., Аббясов А.А. Кремнисто-фосфатно-углеродистые конкреции (состав, происхождение, эволюция) // Проблемы геологии фосфоритов. М.: Наука, 1991. С. 108–112.
 9. Дубинин А.В., Волков И.И. Редкоземельные элементы в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия // Геохимия. 1986. № 5. С. 645–662.
 10. Ильин А.В., Ратникова Г.И. О распределении редкоземельных элементов в фосфоритах Хубсугульского фосфоритного бассейна (МНР) // Геохимия. 1976. № 9. С. 1370–1374.
 11. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гордеев В.В. и др. Металлоносные осадки Индийского океана М.: Наука, 1987. 168 с.
 12. Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
 13. Семенов Е.И., Холодов В.Н., Баринский Р.Л. Редкие земли в фосфоритах // Геохимия. 1962. № 5. С. 636–650.
 14. Холодов В.Н. Редкие земли в месторождениях фосфоритов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. М.: Наука, 1966. 260 с.
 15. Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О., Недумов Р.И. Количественные палеогеографические реконструкции диагенетических преобразований в осадочных породах // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 207–216.
 16. Chen Nancheng, Yang Xiuzhen, Lin Dehan *e.a.* Lower Cambrian black argillaceous and arenaceous rock series in South China and its associated stratiform deposits // Mineral Depos. 1982. V. 1. N 2. P. 49–56.
 17. Fleet A.J. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements // Rare earth element geochemistry. Development of geochemistry. 2. / Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 343–373.
 18. Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. et cosmochim. acta. 1974. V. 38. P. 757–775.

Институт литосферы РАН,
Москва

Поступила в редакцию
30.XI.1992

КРИТИКА

УДК 551.8.02:552.51

© 1993 Кузнецов В.Г.

**АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ — ОДНО ИЗ НАПРАВЛЕНИЙ
СОВРЕМЕННОЙ ЗАПАДНОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ**

В 1984 г. вышла из печати книга профессора Торонтского университета Э.Д. Майлла "Принципы анализа осадочных бассейнов", которая была переиздана в 1990 г. [6]. Двумя изданиями в 1990 и 1992 гг. опубликована книга Ф. Аллена и Дж. Аллена "Анализ бассейнов. Принципы и приложения" [1]. В 1992 г. увидела свет книга профессора Тюбингенского университета Г. Айнзеле "Осадочные бассейны. Эволюция, фации и баланс осадков" [3]. Сборник статей на эту тему опубликован под редакцией К. Клейнспена и Х. Паолы [8]. С 1988 г. под эгидой Международной ассоциации седиментологов и Европейской ассоциации разведочной геофизики выходит журнал "Basin Research". Специальный симпозиум 11-2-2 "Анализ осадочных бассейнов" работал на 29-й сессии Международного геологического конгресса в Киото (Япония, 1992 г.). Уже этот сухой и далеко не полный обзор публикаций показывают почти лавинообразный рост исследований по этой тематике и формирование определенного научного направления. Последнее подтверждается тем, что указанные выше книги Э. Майлла, Ф. и Дж. Алленов и Г. Айнзеле по сути дела являются учебными пособиями для аспирантов и студентов, готовящихся к получению магистерского звания, т.е. закрепляют это направление уже в качестве официальной учебной дисциплины.

В этой связи представляет определенный интерес выяснить суть самого понятия *анализ осадочных бассейнов*, содержательную сторону этого направления, общие проблемы, которые рассматривают все авторы, а также, по возможности, некоторые специфические аспекты этого направления. Подобное рассмотрение интересно и важно также потому, что многие, особенно последние, публикации по этой тематике, к большому сожалению, не доступны большинству отечественных литологов.

Для этого можно прежде всего проанализировать содержание трех указанных выше книг как наиболее представительных и обобщающих изданий по проблеме.

Наиболее полной "комплексной" представляется книга Филлипа и Джона Алленов [1].

Во введении авторы определяют объект исследования как комплексное изучение осадочных бассейнов — геодинамических единиц, в отложениях которых записана история земной поверхности. Этот раздел науки изучает геометрию, тектоническую эволюцию и стратиграфическую (в западном очень широко значении этого термина) историю региона. Материалы подобного изучения — важный ключ к выяснению деформации литосферы. Прикладное значение определяется нахождением практически всех промышленных ресурсов горючих ископаемых в осадочном выполнении бассейнов. Само изучение осадочных бассейнов основано на тесном взаимодействии различных наук о Земле и разных специалистов — геофизиков, тектонистов, стратиграфов, седиментологов, геохимиков. Авторы полагают, что подобный анализ и подобное взаимодействие — важное направление развития наук о Земле по крайней мере на одно-два десятилетия.

Исходя из сформулированных задач построена и сама книга.

Первый раздел озаглавлен "Основание осадочных бассейнов". Сами осадочные бассейны определяются как регионы длительного прогибания земной поверхности, причем процесс прогибания происходит в относительно твердой и холодной литосфере. Рассматривается строение и типы земной коры и мантии, реологическая зональность Земли, движение литосферных плит, и приводятся классификационные схемы осадочных бассейнов разных авторов. Исходя из механизмов прогибания выделяются три группы бассейнов — связанные с растяжением литосферы, образованные прогибанием континентальной и (или) океаничес-

кой коры и бассейны горизонтального смещения или бассейны, связанные с мегасдвигами. Обсуждается механика литосферы — напряжения и деформации, тепловые потоки, геологические свойства земной коры.

Второй раздел — "Механика образования осадочных бассейнов" посвящен описанию бассейнов трех указанных выше крупных групп — растяжения, прогибания и сдвига.

Третий раздел — "Выполнение осадочных бассейнов". Здесь рассматриваются строение осадочного выполнения и контролирующие его причины — тектонические движения, эвстатические колебания уровня моря, использование принципов сейсмостратиграфии для установления строения осадочных серий, значение кривой Вейла — Хага, глобальная синхронизация осадочных циклов разных порядков и кратко — циклическая стратиграфия (sequence stratigraphy)¹.

Описываются осадочные системы и фациальные модели — континентальные, прибрежные, шельфовые, континентального склона и глубоководные. Обсуждается соотношение характера отложений с тектонической позицией и типами бассейнов — рифтовыми, пассивных окраин, пред- и задуговыми и т.д.

Четвертый раздел — "Эволюция осадочного выполнения" посвящен изменению осадочных пород и коллекторов по мере прогибания бассейнов — причинам и характеру уплотнения, т.е. процессам и результатам, которые в отечественной литературе описываются понятием катагенез, и его факторы, а также термической истории бассейнов.

Пятый раздел — "Приложения к геологии нефти" имеет прикладной характер. Излагаются основы учения о нефти — материнские породы и прохождение нефти, резервуары, флюидоупоры и их литологическая характеристика, ловушки, их типы и образование, миграция углеводородов и образование залежей, прогнозирование и оценка ресурсов углеводородов.

Несколько иначе построена книга Эндрю Майлла [6]. Он также указывает на экономическое значение осадочных комплексов, содержащих абсолютное большинство невозобновляемых ресурсов горючих ископаемых, многие виды рудного и нерудного сырья. Приводится очень широкая и соответственно не очень определенная формулировка понятия анализа бассейнов как изучение всего комплекса отложений и связанных с ними полезных ископаемых, как первично-осадочных, так и эпигенетических, к которым отнесены также углеводороды. Несколько конкретизирует это определение результат исследования, по мнению автора, наиболее важными итоговыми документами являются история прогибания и палеогеографическая эволюция осадочного бассейна. Само исследование включает много различных компонентов, среди которых важнейшими являются стратиграфия (естественно, в широком западном значении этого слова), структура и седиментология. Вместе с тем ряд важных аспектов остается за рамками подобного исследования. Это палеоклиматология, геохимия осадочного процесса, постседиментационные ("диагенетические") изменения, за исключением некоторых вопросов, связанных с захоронением и уплотнением.

Сама книга состоит из двух частей. Содержание первой части достаточно точно отражено в ее названии: "Стратиграфия и седиментология осадочных бассейнов". Значительное место отведено собственно стратиграфическим вопросам — время в стратиграфии, стратиграфическая процедура, типы стратиграфических единиц, лито-, био-, хроностратиграфия и геохронометрия и т.д. Специально рассматривается "современная революция в стратиграфии" — магнитостратиграфия, сейсмическая, циклическая и событийная (event) стратиграфия, концепция осадочных систем и т.д. Основной объем первой части посвящен собственно литологическим (в отечественном понимании этого термина) проблемам — методам описания обнажений, специфике работы по данным бурения, методам литологических исследований, классификации, структурам и текстурным породам, составлению литологических колонок цик-

¹Понятие и принципы sequence stratigraphy чрезвычайно широко используется в мировой литературе. Значительное внимание этому направлению было уделено на 13-м международном седиментологическом конгрессе в Ноттингеме в 1990 г., на юбилейной сессии, посвященной 100-летию Американской ассоциации геологов-нефтяников (1991 г.), этому вопросу посвящены специальные работы и монографические сборники [5, 9, 10 и др.]. Термин "sequence" определяется как стратиграфическая единица, представляющая собой непрерывный ряд генетически связанных отложений, ограниченная в подошве и кровле несогласиями или коррелятивными им отложениями [7]. Поскольку исследуется вертикальный ряд "секвенсов", можно говорить о циклическости разреза. Именно такой вариант перевода принят в данном тексте, используя в сочетании "циклическая стратиграфия" широкое западное понимание термина "стратиграфия". Отвлекаясь от дословного перевода, можно говорить, что "sequence stratigraphy" — это изучение внутренней структуры (архитектуры) осадочных толщ и ее генетическая интерпретация с помощью специфических, в частности сейсмических методов.

личности разрезом и ее исследованию различными, в том числе математическими методами. Важное место занимают проблемы фациальных обстановок, фациального анализа и палеогеографических реконструкций, построения различных фациальных карт и профилей, использования сейсмических материалов и данных геофизических исследований скважин. Отдельная глава посвящена осадочным системам и циклической стратиграфии. Понятие "осадочная система" была определена У. Шифером и Дж. Мак-Гоуеном [2,4] как трехмерное семейство литофаций, генетически связанных реально наблюдаемыми для современных осадков или реконструируемыми для древних отложений процессами и условиями осадконакопления, и широко используются в современной западной литературе. По сути это комплекс фаций одной крупной осадочной обстановки — аллювиальной, прибрежной, шельфовой, континентального склона и т.д. По таким обстановкам и описаны осадочные системы.

Вторая часть посвящена глобальному контролю развития осадочных бассейнов. Прежде всего автор обсуждает модели прогибания и заполнения осадочных бассейнов. В понятие модели бассейна входят стратиграфия (характер осадочного выполнения), геометрия бассейна и его фундамента, колебания уровня моря, а также история прогибания, устанавливаемая, в частности, по характеру сокращения пористости и палеотермометрии. Описываются происхождение, развитие, скорости прогибания и заполнения различных бассейнов — растяжения, образованных нагрузкой осадочного комплекса, и др. Специальная глава посвящена глобальным и региональным стратиграфическим циклам, их причинам, концепции циклической стратиграфии в изучении бассейнов, специфике циклической седиментации в докембрии. В заключительной главе рассматриваются вопросы взаимоотношения седиментации и тектоники плит, т.е. на глобальном уровне. Приведя ряд тектонических классификаций бассейнов, Э. Майлс считает возможным выделить пять крупных групп бассейнов: 1) дивергентных окраин, 2) конвергентных окраин, 3) трансформных и поперечных разломов, 4) развивающихся во время континентальной коллизии и 5) кратонных, и приводит краткую характеристику отложений бассейнов этих типов, их отличия, главным образом по петрографическому составу кластогенного материала.

Рассмотрим, наконец, содержание последней по времени публикации книги Г.Айнзель [3]. В предисловии, характеризуя содержание книги, автор указывает, что в ней рассматриваются как качественные, так и количественные аспекты анализа осадочных бассейнов в концепциях плитной тектоники. Тектонические прогибания и подъем обуславливают образование бассейна и поступление в него обломочного материала, но осадочные процессы в самом бассейне определяются другими факторами, такими, как общая циркуляция вод, круговорот питательных веществ, транспорт осадков, их отложение и перетолжение. Осадочные фации в бассейне контролируются соотношением между прогибанием, скоростью осадконакопления и относительным изменением уровня моря.

В первой части "Типы осадочных бассейнов" прежде всего определяется понятие самого осадочного бассейна как обширной области, где могут аккумулироваться и в течение долгого времени сохраняться осадки значительной мощности. В пределах бассейна имеются также участки, где периодические прогибания и подъемы ведут к примерно равным скоростям накопления и денудации. Приводится ряд классификаций бассейнов, их краткая характеристика — морфология, обстановки осадконакопления и др.

В отдельных главах второго раздела — "Осадочные системы и фациальные модели" дается характеристика достаточно стандартного набора фациальных типов отложений — континентальных (гляциальных, флювиальных, золовых, дельтовых и т.д.), прибрежных мелководных морских (бича и береговой линии, приливно-отливных равнин, мелководных морей), эстуариев, океанов. Специально рассматриваются "особые типы осадков" — морские зеленые глины, оолитовые железные руды, красноцветы, морские эвапориты и "неактуалистические" — докембрийские отложения, формировавшиеся в отличных от фанерозойских условиях. В завершение раздела описывается цикличность в отложениях различных обстановок — озерах, речных системах, дельтах, морях и кратко — принципы циклической стратиграфии.

Обширна по содержанию третья часть — "Прогибание, денудация, скорости приноса вещества и баланс осадков". В первой главе этого раздела рассматриваются общие механизмы, контролирующие прогибание, методы его определения и описывается характер прогибания отдельных типов бассейнов — рифтовых, пассивных окраин, субдукционных, горизонтального смещения и др. Вторая глава посвящена формированию (в результате выветривания) осадочного материала (обломочного и растворенного), скоростям механической и химической денудации (в том числе и на примере отдельных конкретных бассейнов), а также влиянию геоморфологии и тектоники на эти процессы. При этом сделана попытка представить

определенные количественные показатели, графические модели и формулы для расчета. В третьей главе по той же схеме с формулами и графическими моделями оцениваются скорости седиментации в разных условиях за краткий период и длительное геологическое время. В специальном параграфе рассматривается продукция, накопление и сохранение органического вещества в различных условиях. В заключение раздела обсуждаются вопросы количественного взаимоотношения (с помощью графических моделей и несложных формул) между поступлением осадочного материала, прогибанием и заполнением бассейна.

В четвертой части — "Эволюция бассейна" описываются различные бассейны — рифтовые, континентальные склонов, внутрикратонные морские и континентальные, пред- и задуговые и др. При этом приводятся сведения о морфологии бассейнов, поступлении в них осадочного материала и характер самих осадков — и все это на фоне становления и развития бассейна.

Заключительная (пятая) часть посвящена диагенезу (в широком западном определении) и перемещению флюидов в осадочных толщах. Описывается механический (уплотнение осадков и пород, отжатие флюидов) и химический (растворение под давлением, цементация и вторичная пористость песчаников и т.д.) диагенез. Отдельные параграфы посвящены термической истории бассейнов, диагенетическому контролю оруденения, поровым водам как специфическим гидротермальным системам. В специальной главе обсуждаются вопросы геологии горячих ископаемых. Описываются материнские породы и генерация углеводородов, приводятся примеры месторождений в отложениях различных типов — озерных, дельтовых, мелководно-морских (в том числе карбонатных). Аналогично описываются накопление торфа, углефикация и некоторые угольные бассейны.

Не ставя задачу критического анализа упомянутых выше книги или их отдельных разделов, рассмотрение их положительных моментов, недостатков и спорных положений, надо отметить, что они дают в целом представление о соответствующем направлении в геологии или, точнее, литологии². Это комплексное исследование седиментационного бассейна как единой сложной системы, становление которой обусловлено глобальными тектоническими причинами. Развитие же этой системы наряду с тектоникой и глобальными изменениями уровня моря в значительной степени определяется сугубо осадочными процессами мобилизации осадочного материала, его транспортировки и отложения. Реконструкция самой истории становления и развития этой системы осуществляется на основе широкого литологического изучения: фашиально-палеогеографических реконструкций, исследования внутренней структуры (архитектуры) осадочных комплексов и их пространственных взаимоотношений: даже при изучении истории прогибания наряду с традиционными "классическими" методами анализа мощностей широко используются результаты изучения постседиментационных изменений и палеотермометрия. Естественно, что в каждой работе имеется своя специфика в композиционном плане, деятельности освещения тех или иных проблем, акцентах на те или иные аспекты (петрография кластических отложений различных бассейнов у Э. Майлла, количественное моделирование баланса осадочного материала у Г. Айнзеле и т.д.), которые не меняют общей концепции этого направления, а лишь развивают и дополняют ее.

Современный анализ осадочных бассейнов не является абсолютно и принципиально новым. Отечественные литологи начиная с обобщающих работ Л.В. Пустовалова и Н.М. Страхова всегда рассматривали осадочный бассейн как единую систему, где реализуется процесс седиментогенеза и где в процессе геологического развития происходят все постседиментационные преобразования. Широко известны работы по взаимосвязи литологии и тектоники, в частности через изучение формаций (Н.С. Шатский, А.Л. Яншин, А.Б. Ронов, А.Е. Хаин и др.). Стройную теорию образования углеводородов в процессе становления и развития осадочно-породных бассейнов развивал Н.Б. Вассоевич и большая группа геологов-нефтяников. Поставлена и исследуется проблема эволюции бассейнов седиментации в истории Земли (Тимофеев П.П., Холодов В.Н.). Четко сформулирована программа такого изучения в докладе академика-секретаря отделения геологии, геофизики и геохимии Академии наук Б.С. Соколова на годичном собрании в 1978 г.: "...в осадочной геологии основным объектом изучения должен быть осадочный бассейн в целом — в его хронологической протяженности, палеогеографических контурах, в ходе тектонических процессов, во всем разнообразии типов осадконакопления, фашиальных обстановок, геохимических процессов, всех других абиотических условий, биотического развития и т.д. Изучаться должны все параметры жизни и последующей судьбы древних бассейнов как целостных систем".

²Показательно, что во всех проспектах и каталогах литература по этому направлению помещена в раздел "Седиментология".

Вместе с тем рассмотренные выше параметры и целый ряд других зарубежных работ весьма интересны. Этот подход развивает ряд ранее высказанных положений, удачно суммирует материалы и возможности различных наук геолого-геофизического цикла: геофизики, тектоники, литологии, геотермики, учения о полезных ископаемых и др., использует новые приемы и методы исследования и тем самым представляет качественно новый, более высокий уровень исследований и знаний по сравнению, например, с традиционным разделом "История геологического развития района".

Для более глубокого знакомства отечественных геологов и прежде всего литологов с этим направлением, его содержательной сутью, основными идеями было бы очень полезно перевести и издать хотя бы одну из упомянутых книг. Думается, что наиболее глубоко и комплексно рассмотрены вопросы анализа бассейнов в книге Ф. и Дж. Алленов [1] и именно ее, несмотря на экономические трудности, было бы целесообразно издать на русском языке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Allen Ph.A., Allen J.R. Basin Analysis. Principles and Applications. Blackwell Scientific Publications. 1-st ed. 1990. 426 p. 2-nd ed. 451 p.
2. Brown L.F., Fisher W.L. Seismic Stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir. 1977. V. 26. P. 213–248.
3. Einsele G. Sedimentary Basins. Evolution, facies and sediment budget. Berlin: Springer, 1992. 628 p.
4. Fisher W.L., McGowan J.H. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas // Trans. Gulf Assoc. Geol. Soc. 1967. V. 17. P. 105–125.
5. Galloway W.E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I: architecture and genesis of flooding – surface bounded depositional units // Bull. Assoc. Petrol. Geol. 1989. V. 73. P. 125–142.
6. Miall A.D. Principles of sedimentary basin analysis. N.Y.: Springer Verlag, 1984. 4-th ed. 490 p. 1990. 2-nd ed.
7. Mitchum R.M. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Pt 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir. 1977. V. 26. P. 205–212.
8. New Perspectives in Basin Analysis / By ed. K. Kleinspehn, Ch. Paola, 1988.
9. Sea-Level Changes – An Integrated Approach. SEPM Special Publication. N 42. 1988.
10. Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of Time and Facies // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Methods in exploration. Ser. 7. 1990.

Государственная академия
нефти и газа, Москва

Поступила в редакцию
19. X. 1992

УДК 551.71/72:551.311.231

© 1993 Головёнок В.К.

ЗАМЕЧАНИЯ ПО ПОВОДУ НЕКОТОРЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ Б.М. МИХАЙЛОВА О ДОКЕМБРИЙСКИХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

За последние пять-шесть лет Б.М. Михайловым опубликован ряд работ, посвященных общим вопросам (в том числе эволюции) гипергенеза и гипергенного рудообразования [6, 7 и др.]. Значительное внимание в них уделено и экзогенным процессам докембрия. Во всех этих работах Б.М. Михайлов настойчиво подвергает резко негативной критике взгляды акад. А.В. Сидоренко и его сторонников на характер указанных процессов, и в первую очередь на характер докембрийских кор химического выветривания, само существование которых Б.М. Михайлов ставит под сомнение, а практически (вольно или невольно) отвергает. Наиболее ярко и концентрированно это неприятие докембрийских кор выветривания выражено в статье [8].

К сожалению, развиваемые Б.М. Михайловым "альтернативные", как он пишет, представления об особенностях докембрийского гипергенеза носят достаточно умозрительный характер и не учитывают всего комплекса имеющихся фактических данных по экзогенным процессам докембрия, особенно достижений последнего десятилетия. Критикуя своих оппонентов (скорее мнимых, чем действительных, поскольку в литературе нет критического анализа его собственных взглядов), Б.М. Михайлов допускает по отношению к их исследованиям не всегда корректные оценки, в ряде случаев приводит неточные цитаты из их работ или использует эти цитаты в таком контексте, что они приобретают иной, чем у их авторов, смысл. Немало "достается" от Б.М. Михайлова и пишущему эти строки, хотя формально к "школе" А.В. Сидоренко (разделяя тем не менее многие из его взглядов) я никогда не принадлежал. Подобное изложение материалов может создать у недостаточно сведущих читателей превращенное представление как о докембрийских корях выветривания, так и о взглядах отдельных исследователей по данному и другим вопросам осадочной геологии докембрия. Все это и заставляет меня выступить с изложенными ниже замечаниями и некоторыми разъяснениями, тем более, что, как считает Б.М. Михайлов, выдвигаемые им "положения оспариваются многими исследователями и в то же время принципиально важны для рассматриваемой проблемы докембрийского гипергенеза в целом" (курсив мой. — В.Г.) [8, с. 61].

Из упомянутой выше статьи Б.М. Михайлова видно, что наибольшие возражения у него вызывают идеи А.В. Сидоренко и его сторонников о "принципиальном сходстве геохимических факторов гипергенеза на всем протяжении обозримой геологической истории Земли" [9, с. 10]. Эта фраза (или ее части, взятые в кавычки) рефреном звучит на многих страницах данной статьи (с. 60, 62, 77), а также и в других работах Б.М. Михайлова [6, с. 41], приобретаая тем самым искаженный смысл, как будто речь в ней идет не о сходстве, а о тождестве. Однако А.В. Сидоренко в той же статье, из которой Б.М. Михайловым взята приведенная цитата, писал, что "геологические процессы в истории докембрия и фанерозоя по своей принципиальной сущности были едины (хотя и не тождественны) и что они эволюционно усложнялись от архея к позднему фанерозою" [9, с. 6]. Уточнения ради следует отметить, что сама идея о значительном сходстве процессов выветривания в докембрии и фанерозое принадлежит не А.В. Сидоренко. Задолго до него она вполне определенно была высказана В.И. Вернадским [1, с. 150], что отмечал и А.В. Сидоренко [9, с. 5].

Б.М. Михайлов, не отрицая существования докембрийских кор выветривания в принципе, поскольку это было бы вопреки всякому здравому смыслу, тем не менее определяет свое отношение к ним тем, что почти повсеместно берет этот термин в кавычки. Рассматриваемая статья изобилует по поводу докембрийских кор и продуктов их переотложения такими выражениями, как: "Особое внимание при этом обращает на якобы широкое развитие среди докембрийских образований кор выветривания" (с. 61), "стремление во что бы то ни стало обосновать идею о "принципиальном сходстве"" (с. 62), "прошло 15 лет безуспешных поисков" (с. 63), "однозначно и бездоказательно подобные породы (высокоглиноземистые сланцы. — В.Г.) определяются как каолинитовые глины" (с. 66), "не проще ли обойтись без гипотетических никем не виданных мощных докембрийских кор выветривания?" (с. 67), "с удивительным упорством многочисленные сторонники" принципиального сходства гипергенеза докембрия и фанерозоя "постулируют связь кварцитов с процессами глубокого химического выветривания пород, якобы синхронно протекавшими в докембрийских континентах" (с. 67) и т.д. (курсив мой. — В.Г.). Подобный способ опровержения взглядов своих оппонентов не делает выводы Б.М. Михайлова убедительнее. Можно не соглашаться с отдельными теоретическими представлениями А.В. Сидоренко, но нельзя не признать его огромную роль как организатора широкого фронта исследований по осадочной геологии докембрия, в том числе и по докембрийским корам выветривания. Под его руководством в 1975 г. был проведен и первый в мировой геологической практике всесоюзный семинар, на котором были подведены итоги наших знаний по этим корам на территории бывшего СССР и намечены пути дальнейшего их изучения [4]. Семинар со всей очевидностью показал, что коры выветривания были действительно (а не "якобы") широко распространены на этом длительном отрезке геологического развития Земли.

Любая новая, особенно привлекательная идея на первых порах всегда вызывает определенную эйфорию. Так было и с докембрийскими корами выветривания. К ним стали относить и сомнительные образования, и породы иного происхождения, не всегда обоснованно оценивалась глубина химического разложения материнских пород при выветривании и т.д. Все это нужно понимать и учитывать. Тем не менее можно с полной уверенностью сказать, что в 60—70-х годах приоритет в изучении докембрийских кор выветривания принадлежал отечественным геологам. В этот период на территории бывшего СССР докембрийские коры

и продукты их переотложения были изучены намного шире, лучше и детальнее, чем за рубежом.

Между тем в 80-х годах в силу разных причин, и в первую очередь, вероятно, из-за отсутствия новых значительных работ в этой области, пальма первенства в изучении докембрийских кор выветривания была нами утрачена и начала переходить в руки зарубежных исследователей. В эти годы в различных иностранных изданиях регулярно публикуются обстоятельные статьи с детальным описанием геологических условий залегания кор, их петрографического, минерального и химического состава и т.д. Среди авторов этих работ можно назвать таких известных исследователей, как Г. Холланд, М. Шидловски, Д. Грандстафф, М. Кимберли, Г. Реталлак, Т. Реймер и др. Недавно Г. Холланд с соавторами [14] привели список 14 наиболее детально изученных кор Канады, США, Южной Африки и Шотландии. На самом деле их описано значительно больше. В моей картотеке по докембрийским корам выветривания на зарубежных территориях насчитывается около 50 работ с их описаниями. Основные результаты этих исследований требуют специального рассмотрения.

Летом 1985 г. (спустя 10 лет после аналогичного совещания в нашей стране) в г. Роли (шт. Северная Каролина, США) по инициативе М. Шидловского и М. Кимберли был созван первый международный симпозиум по докембрийским корам выветривания. Симпозиум собрал представителей многих стран — США, Канады, Западной Германии, Южной Африки, Индии, Австралии. На совещании были представлены обзорные доклады по докембрийским корам выветривания Индии (Д. Баннерджи), Канады (Дж. Росс и А. Дональдсон), Южной Африки (Н. Тайлер), по ряду отдельных конкретных кор и т.д. Частично результаты этого симпозиума были опубликованы в специальном выпуске журнала "Precambrian Research" [15]. В предисловии редактор этого выпуска Г. Реталлак отметил, что участники совещания с удивлением увидели, что они открыли для себя новую (подобную "ящику Пандоры") область исследований и что докембрийские коры выветривания были распространены удивительно широко [15, р. 96]. Ссылок на работы наших отечественных исследователей, в том числе на упомянутое всесоюзное совещание по докембрийским корам выветривания, в материалах состоявшегося симпозиума нет, хотя результаты обоих совещаний поразительно сходны.

Сделанное выше довольно пространное отступление необходимо для того, чтобы показать, что изучением докембрийских кор выветривания занимались и занимаются очень многие исследователи и значительное число этих кор изучено весьма основательно и детально. В одной из своих работ Б.М. Михайлов пишет: "Иногда просто выпадаешь в отчаяние при чтении многочисленных статей, бездоказательно декларирующих вслед за А.В. Сидоренко развитие в докембрии (и даже в архее!) латеритных кор выветривания" [7, с. 48]. Точно так же нельзя читать равнодушно и все то, что пишет о докембрийских корах сам Б.М. Михайлов.

Б.М. Михайлов [8] выделяет три генетических типа докембрийского гипергенеза — поверхностный (коры выветривания), подводный (гальмиролиз) и подземный (гидротермально-осадочный). То, что все эти процессы имели место в докембрии, сомнений не вызывает. Вопрос, однако, заключается в другом — какова была относительная роль каждого из них и широта распространения, зафиксированная в геологической летописи? Б.М. Михайлов решает этот вопрос однозначно — он считает, что для докембрия были характерны два последних типа процессов. Докембрийские коры выветривания он, как уже отмечалось, вообще ставит под сомнение. По его представлениям, "интенсивная химическая дифференциация вещества в условиях поверхностного гипергенеза началась только в девоне" [8, с. 61], "в докембрии практически полностью отсутствуют свойственные для более молодых кор выветривания зоны интенсивного поверхностного выщелачивания пород, первоначально сложенные каолинитом, минералами гидроокислов алюминия и железа" (там же, с. 65). Исключая из профиля докембрийских кор зону дезинтеграции с начальным, но нередко уже весьма значительным химическим разложением материнских пород, Б.М. Михайлов пишет, что "наблюдаемые в настоящее время разрезы кор выветривания нигде не превышают первых метров" (там же, с. 63) и что "собственно кора выветривания если и наблюдаются в докембрии, то в зачаточном виде" (там же, с. 64).

Все эти утверждения противоречат имеющемуся фактическому материалу, который Б.М. Михайлов не принимает во внимание. В свое время в монографии "Высокоглиноземистые формации докембрия" и в других работах мною были приведены данные, свидетельствующие о том, что глубина химического разложения исходных материнских пород в некоторых докембрийских корах, например в допурпильской коре выветривания Патомского нагорья, достигала каолинитовой и даже более глубокой стадии с образованием свободных гидроксидов алюминия. Именно к этой коре, а не к докембрийским корам вообще относится

та цитата, которую приводит Б.М. Михайлов и в статье по особенностям докембрийского гипергенеза [8, с. 63], и в другой своей, более ранней работе [6, с. 48], но взята цитата не из названной выше монографии, а из моей статьи, посвященной специально допурпольской коре выветривания [2, с. 54]. Детально эта кора и перекрывающие ее отложения с химической характеристикой пород неоднократно описывалась мною и другими исследователями. Вдоль восточной окраины Лонгдорского антиклинория мощность только средней (первично глинистой) зоны ее местами достигает 15–20 м, а вместе с лежащей ниже зоной дезинтеграции и начального химического разложения материнских пород и верхней зоной слегка перемытых (точнее, промытых) продуктов выветривания общая мощность коры достигает 30 м и более [2, с. 45–46; с. 52].

В указанном районе в изученных профилях допурпольской коры выветривания действительно не установлено ни каолининовой зоны, ни зоны латеритизации. Однако анализ минерального и химического состава перекрывающих кору терригенных отложений пурпольской свиты, особенно глинистых, позволяет утверждать, что выветривание в области сноса, располагавшейся дальше к востоку и северо-востоку от Лонгдорского антиклинория, достигало не только каолининовой, но и латеритной стадии, приводившей к образованию свободных гидроксидов алюминия и железа. Высокоглиноземистые сланцы (диаспор-серицит-пирофиллитовые и серицит-пирофиллит-хлоритоидные) содержат в среднем 30,8–32,6% Al_2O_3 и только ~2% K_2O [3, табл. 1] и первоначально, несомненно, были представлены существенно каолининовыми глинами с примесью свободных гидроксидов алюминия. В этих сланцах широко развиты диаспоровые конкреции раннедиагенетического происхождения, в которых содержание глинозема достигает 55–63%, составляя в среднем >52%. Местами среди сланцев присутствуют и высокожелезистые разновидности с содержанием оксидов железа от 40 до 60% и более [3, с. 109]. Сланцы сочетаются в разрезе пурпольской свиты с обломочными кварцевыми породами – песчаниками, гравелитами, реже мелкогалечными конгломератами. В целом для свиты характерна резкая фациальная пестрота отложений, линзовидное залегание и быстрое выклинивание по простиранию отложений разного гранулометрического состава, нередко плохая сортировка и окатанность обломочного материала. В обломочных породах широко развиты косая слоистость потокового и бассейнового типов, следы течения и знаки ряби разнообразной формы и величины, трещины усыхания в прослоях алевроитово-глинистых пород и т.д. Все это свидетельствует о том, что отложения пурпольской свиты накапливались в континентальных условиях, в пределах обширной озерно-аллювиальной равнины, т.е. как раз в тех условиях, которые, по Б.М. Михайлову [8, с. 72], требуются для отложений, перекрывающих коры выветривания.

К востоку от Лонгдорского антиклинория, в бассейне р. Сени, допурпольская кора выветривания на гранитах недавно была вскрыта буровыми скважинами. По данным Л.Б. Макарьева и его коллег, мощность коры превышает 20–25 м. В средней и верхней ее частях содержание глинозема в продуктах выветривания достигает 40,7% при содержании кремнезема 43,5–44,2%. Кремневый модуль в них составляет, таким образом, 0,92–0,94 т.е. выше, чем в теоретическом каолините (0,85). Статья Л.Б. Макарьева с соавторами, посвященная описанию этой коры выветривания, находится в редакции журнала "Литология и полезные ископаемые" и, вероятно, выйдет из печати раньше, чем предлагаемая мною статья.

В Канаде, в провинции Саскачеван, под аллювиальными терригенными отложениями рифейской формации Атабаска на породах фундамента развития коры химического выветривания, мощность которой в отдельных сохранившихся от последующего размыва участках достигает 50 м [13, с. 146]. Верхняя, обогащенная гематитом бесструктурная зона этой коры сложена каолинитом с небольшим количеством иллита и кварца. Вниз по разрезу каолинит исчезает, преобладающими минералами становятся иллит с примесью хлорита, а ниже наблюдается постепенный переход в неизмененные материнские породы. По данным Л. Трембли [16, табл. 1.2 и 1.3], содержание глинозема в выветрелых породах достигает 31–35 при содержании кремнезема в этих же образцах 31–40%. Кремневый модуль в таких породах составляет 0,80–0,95, т.е. близок или превышает этот модуль в теоретическом каолините. Вероятно, в связи с этим в американской литературе предатабасская кора выветривания иногда называется *латеритной*.

Ярким примером высокой химической зрелости исходных терригенных осадков – продуктов переотложения древних кор химического выветривания – являются метаморфизованные отложения (кианитовые сланцы и кварциты) кейвской серии Кольского полуострова. Б.М. Михайлов пишет, что "на протяжении нескольких десятков лет известные исследователи докембрия Кольского полуострова рассматривали низы кейвской свиты как продукт глубинного кислотного выщелачивания" [8, с. 73]. По этому поводу следует отметить, что не менее известные исследователи этого региона, такие, как Л.Я. Харитонов, И.В. Бель-

ков и многие другие, придерживались и придерживаются совершенно иных взглядов. Так, Л.Я. Харитонов, один из первооткрывателей кейвских кианитовых сланцев и крупнейший знаток докембрия восточной части Балтийского щита, еще в 1966 г. писал, что кианитовые сланцы возникли в результате метаморфизма глинистых отложений, представлявших собой "перестолженную кору каолинового выветривания (сиалиты), возникшую на бедных железом породах гранитного фундамента" [10, с. 289, 290]. О предкейвской коре химического выветривания опубликовано достаточно много работ, и останавливаться на ней подробнее нет необходимости.

Вероятно, приведенных выше примеров вполне достаточно, чтобы показать, что докембрийские коры выветривания были распространены весьма широко, а степень химического разложения материнских пород была отнюдь не "в зачаточном виде", а достигала каолиновой и даже латеритной стадии, приводившей к образованию свободных гидроксидов алюминия и железа. В ряде случаев мощность докембрийских кор достигает 30–50 м, т.е. вполне соизмерима с мощностью фанерозойских кор. Основным аргументом в пользу своих воззрений о малой глубине химического выветривания в докембрии Б.М. Михайлов считает отсутствие в сохранившихся докембрийских корах латеритных покровов, железо-марганцевых "шляп" и т.д. Однако сам же он в одной из своих работ пишет, что только "в позднемеловую эпоху корообразования появляются первые еще зачаточные формы латеритных площадных покровов (курсив мой. — В.Г.)" [6, с. 98], хотя, по его словам, интенсивная химическая дифференциация вещества началась в девоне.

Вопросы докембрийского подводного выветривания (гальмиролиза) и подземного гипергенеза требуют специального рассмотрения, которое выходит за рамки данной статьи. Для докембрия эти процессы изучены пока еще слабо. Все-таки некоторые замечания необходимо сделать. По поводу гальмиролиза хотелось бы отметить следующее. Процессы подводного химического преобразования исходных пород протекают в минерализованной водной среде морских и океанических бассейнов. В.Ф. Чухров указывал, что "наличие в морской воде сравнительно большого количества калия, натрия и других ионов, переходящих в растворы при выветривании, способствует установлению равновесия между осадками и морской водой и делает невозможным сколько-нибудь интенсивное проявление гальмиролиза" [11, с. 116].

В табл. 1 своей статьи по докембрийскому гипергенезу Б.М. Михайлов приводит сравнение химических составов продуктов современного гальмиролиза базальтов Индийского океана и пород из докембрийских кор выветривания на амфиболитах Кривого Рога. Комментируя эту таблицу, он пишет, что "при сравнении составов современных продуктов гальмиролиза (палагонитизации) базитов и "древней коры выветривания" на породах основного состава устанавливается их практически полная тождественность по поведению всех породообразующих элементов" (курсив мой. — В.Г.) [8, с. 69]. Из приведенной таблицы этого отнюдь не следует. В докембрийских корах наблюдается интенсивный вынос кальция и натрия, так как в корах выветривания они не образуют устойчивых соединений. В меньшей мере выносятся магний, поскольку он может связываться в гидрослюдах и других глинистых минералах. При гальмиролизе базальтов наиболее интенсивно выносились магний и кальций, а относительное содержание натрия оставалось практически неизменным. В докембрийских корах значительно выше концентрация калия, который связывался, по-видимому, в гидромусковите, устойчивом при выветривании вплоть до зоны щелочных каолинов. Иначе ведут себя в корах и продуктах гальмиролиза оксиды железа и марганца и т.д. Так что ни о какой тождественности в поведении породообразующих элементов в древних корах и в продуктах современного гальмиролиза говорить не приходится.

Работа Б.М. Димрота и А. Лихтблау [12], на которую ссылается Б.М. Михайлов, мало что дает для познания процессов гальмиролиза в докембрии. Главная цель, которую преследовали эти авторы, заключалась в том, чтобы, основываясь на сходстве окисленных железистых корок на архейских подушечных базальтах Канадского щита и кайнозойских базальтах Новой Зеландии, показать, что в архейском океане была высокая концентрация кислорода. В данной работе нет ни одного химического анализа ни железистых корок, ни исходных базальтов, поэтому сделать какие-либо другие заключения о сходстве или различии процессов гальмиролиза в архее и кайнозое по этой работе невозможно.

Раннепротерозойские доквиворожские коры выветривания развиты в Криворожском бассейне не только на метабазах (K_0 , или метабазитовая серия), но и на древних саксаганских гранитах, там, где метабазиты в разрезе отсутствуют [3]. Чтобы вывести огромные массы гранитоидов и вмещающих их пород на земную поверхность, требовались длительные процессы интенсивной эрозии и денудации. Трудно представить себе такую обстановку на дне океанов, даже докембрийских.

Многие докембрийские коры выветривания Б.М. Михайлов рассматривает не как коры, а как продукты выделенного им "подземного гипергенеза". Так, в уже упоминавшейся статье он ставит под сомнение существование докурских (раннепротерозойских) кор химического выветривания на территории КМА. Делается это по существу лишь на том основании, что участникам семинара по метаморфогенному рудообразованию (г. Новый Оскол, 1980), среди которых был и Б.М. Михайлов, в качестве типичных (или "классических" у Б.М. Михайлова) кор выветривания были продемонстрированы отдельные интервалы разрезов по керну двух буровых скважин. Один из них (скв. 5257) Б.М. Михайлов [8, фиг. 2, с. 72] рассматривает как "зону кислотного выщелачивания" на контакте михайловской и курской серий. Несколько интервалов в разрезе другой скважины (скв. 5957) М.М. Ипатов и И.М. Костюк трактуют как "зоны послемагматического изменения гранитоидов типа грейзенов внутри гранитного массива" [5, с. 61; 8, с. 71]. Апеллируя к мнению М.М. Ипатова и И.М. Костюка по поводу генезиса указанных зон, Б.М. Михайлов, однако, умалчивает об основной части их статьи, посвященной описанию кор химического выветривания и континентальных перерывов в разрезе докембрия КМА. А ведь именно в этой части статьи показаны особенности кор и их отличие от пород другого происхождения.

Сам термин *подземный гипергенез* в трактовке его автора Б.М. Михайлова становится малопонятным и неточным. С одной стороны, это вроде процессы, происходящие в зоне гипергенеза под воздействием подземных вод [6, с. 16; 8, с. 71]. Однако когда Б.М. Михайлов переносит этот термин на докембрий, то к подземному гипергенезу, оказывается, относятся и "зоны кислотного выщелачивания" по "палеоводоносным горизонтам" [8, с. 72], и "зоны послемагматического изменения гранитоидов типа грейзенов внутри гранитного массива" [там же, с. 71], и глубинные метаморфометасоматические процессы [там же, с. 74]. Что же тогда такое *подземный гипергенез* в действительности?

В заключительной части своей статьи об особенностях докембрийского гипергенеза Б.М. Михайлов, продолжая "борьбу" с уже упоминавшимся положением, высказанным А.В. Сидоренко (а ранее — в еще более категоричной форме — В.И. Вернадским), пишет: "Путь поисков аналогий, принципиального сходства докембрийского и фанерозойского гипергенеза представляется тупиковым. Надо идти путем поиска различий и последующего их анализа" (курсив мой. — В.Г.) [8, с. 77]. Между тем сам же Б.М. Михайлов вольно или невольно встает на этот "тупиковый" путь. Сравнивая продукты современного гальмиролиза базальтов с докембрийскими корами химического выветривания на метабазах, он говорит даже не об их "принципиальном сходстве", а о "практически полной тождественности". Точно так же он ищет аналогию (далеко не удачную) некоторых докембрийских кор с продуктами изменения в палеоводоносных горизонтах зоны гипергенеза более молодых отложений.

Мне думается, что истина, как обычно, лежит посередине. Как бы мы ни хотели и что бы мы об этом ни говорили, изучая геологию докембрия (так же, как и фанерозоя), мы не можем уйти (и не уйдем) от сравнения более древних пород и процессов, приводящих к их образованию, со сходными более молодыми и современными породами и процессами, известными нам намного лучше. Безусловно, что при этом следует тщательнейшим образом изучать и различия между ними, чтобы потом по возможности наиболее объективно их объяснить.

В докембрии (особенно в раннем) был другой состав атмосферы, на земной поверхности отсутствовал покров из высшей наземной растительности и т.д. Все эти факторы необходимо учитывать при изучении докембрийских кор химического выветривания. Однако если атмосфера того времени была весьма "агрессивной" (вследствие интенсивных газовых эманаций из глубин Земли), то более агрессивными должны были быть и поверхностные воды. Следовательно, более интенсивным был и гидролиз алюмосиликатных пород на земной поверхности, а химическое выветривание, как в свое время очень образно отметил Г.И. Бушинский, — это гидролиз, гидролиз и еще раз гидролиз. Очень важную и многообразную роль для процессов выветривания играла, конечно, высшая наземная растительность. Она создавала на поверхности Земли растительный покров, который удерживал влагу и снижал поверхностный сток атмосферных вод, а также смыл продукты выветривания. Велика ее роль и в биохимическом преобразовании пород: удаление из них биофильных элементов (таких, как, например, калий), изменение подвижности других элементов вследствие образования органоинеральных соединений (в частности, для титана и алюминия). В свое время отличие химического состава пород из докембрийских и более молодых кор (особенно мезозойско-кайнозойских) было показано мною на примере поведения калия, алюминия и титана при докембрийском и более молодом выветривании.

По-видимому, основываясь на представлении об отсутствии растительного покрова на

докембрийской поверхности Земли, сильно преувеличивают роль площадного смыва продуктов выветривания с этой поверхности, а следовательно, постулируют невозможность сохранения кор сколь-нибудь глубокого химического выветривания в докембрии. Однако такой повсеместный и немедленный смыв продуктов выветривания возможен только с идеально гладкой и ровной (как стол) поверхности. Вряд ли такой идеально ровной была докембрийская поверхность Земли. Даже в неглубоких замкнутых понижениях поверхностные воды должны были задерживаться и вместе с атмосферой производить свое воздействие на материнские породы, создавая в результате коры достаточно глубокого химического выветривания. Если в эти понижения сносился местный терригенный материал, то он также подвергался дальнейшему преобразованию. Таким образом, отсутствие высшей наземной растительности и растительного покрова на докембрийской поверхности Земли не может служить однозначным аргументом в пользу невозможности сохранения кор глубокого химического выветривания в докембрии.

Разговор о физических условиях на поверхности Земли в докембрии можно было бы продолжить. Это касается широко распространенных представлений об отсутствии постоянных рек и даже постоянных русел временных водотоков на докембрийской поверхности, пустынном климате и т.д. Эти вопросы выходят, однако, за рамки данной статьи. И все же в качестве информации для размышления хотелось бы напомнить, что реки Амударья и Сырдарья текут по пустыне и питаются в основном за счет вечных снегов и ледников в горах. Об оледенениях в докембрии написано достаточно много, и хотя эта литература и посвящена эпохам покровных оледенений, можно не сомневаться, что горные ледники были развиты не менее широко. Даже в тропиках высятся снеговые вершины Килиманджаро. Пустыня Сахара, особенно краевые ее части, изрезана вадами — сухими руслами рек и испещрена временными озерами. Надо полагать, что пассаты, несущие с океанов на континенты постоянные дожди, существовали и в докембрии, т.е. и тогда существовали участки суши с весьма влажным климатом. О жизни на докембрийских континентах мы знаем пока слишком мало, но, судя по ее богатству в морях и океанах этого периода, можно не сомневаться, что она существовала и на суше, хотя и была, по-видимому, представлена только микроорганизмами.

В заключение еще раз хочу отметить, что я должен был сделать изложенные выше замечания, так как мне не хотелось бы, чтобы под влиянием "докембрийских идей" Б.М. Михайлова, одного из крупнейших наших знатоков фанерозойских кор выветривания и связанных с ними экзогенных месторождений полезных ископаемых, у исследователей (особенно молодых) возникло неверное представление о докембрийских корах химического выветривания и пропал интерес к их изучению. Это нанесло бы значительный урон как познанию экзогенных процессов докембрия, так и изучению осадочной геологии докембрия в целом.

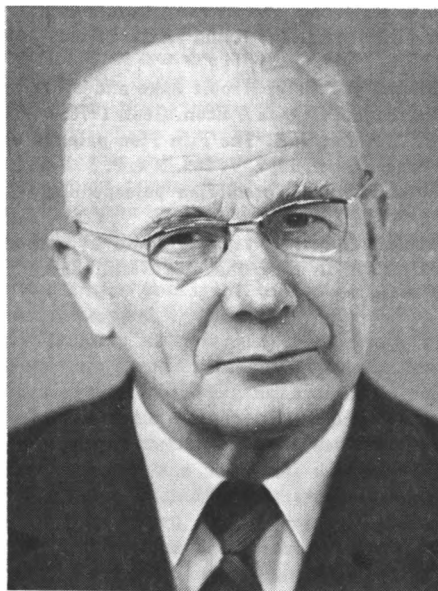
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 375 с.
2. Головёнок В.К. Среднепротерозойская кора выветривания в северной части Байкальской горной области // Проблемы литологии докембрия. Л.: Наука, 1971. С. 43—56.
3. Головёнок В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.
4. Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. 215 с.
5. Ипатов М.М., Костюк И.М. Диагностика континентальных перерывов в докембрии Воронежского массива (район КМА) // Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985. С. 51—73.
6. Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. Л.: Недра, 1986. 238 с.
7. Михайлов Б.М. Эволюция литогенеза // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. Кн. 1. Л.: Недра, 1989. С. 206—224.
8. Михайлов Б.М. Особенности докембрийского литогенеза // Литология и полез. ископ. 1991. № 5. С. 60—78.
9. Сидоренко А.В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 5—15.
10. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1966. 360 с.
11. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 671 с.

12. *Dimroth E., Lichtblau A.P.* Oxygen in the Archean Ocean, comparison of ferric oxide crusts on Archaen and Cenozoic pillow basalts // *Neues Jahrb. Miner. Abhandl.* 1978. B. 133. Hf. 1. S. 1-22.
13. *Hoeve J., Sibbald T.Y.* On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity type uranium deposits in Northern Saskatchewan, Canada // *Econ. Geol.* 1978. V. 73. N 8. P. 1450-1474.
14. *Holland H.D., Feaks C.R., Zbinden E.A.* The Flin Flon paleosol and the composition of the atmosphere 1.8. BYBP // *Amer. J. Sci.* 1989. V. 289. N 4. P. 362-389.
15. *Precambrian Research. Special issue. Precambrian paleopedology / Ed. Retallack G.J.* 1986. V. 32. N 2-3. 259 p.
16. *Tremblay L.P.* Some chemical aspects of regolithic and hydrothermal alterations associated with the uranium mineralization in the Athabasca Basin, Saskatchewan. // *Pap. Geol. Surv. Canada.* 1983. N 83-1A. P. 1-14.

**ВСЕГЕИ,
Санкт-Петербург**

**Поступила в редакцию
26.VIII.1992**



АНДРЕЙ СЕРГЕЕВИЧ СОКОЛОВ

Исполнилось 80 лет крупному ученому в области литологии, геологии, методов прогноза, поисков и разведки неметаллических полезных ископаемых, доктору геолого-минералогических наук, профессору, заслуженному геологу РСФСР, лауреату Государственных премий СССР, УССР, премии Совмина СССР Андрею Сергеевичу Соколову.

Со школьных лет он начал работать в геологических экспедициях в Коми, Башкирии, Сибири, Мугоджарах, Южной Осетии. В 1938 г., окончив с отличием МГРИ, стал горным инженером-геологом. С 1960 г. — доктор геолого-минералогических наук, с 1969 г. — профессор. В 1991 г. избран действительным членом Академии естественных наук РФ.

В 1939—1943 гг. А.С. Соколов — старший геолог Каратауской экспедиции НИУИФ и строительства комбината Каратау. Провел геологические исследования и разведку фосфоритовых месторождений Коксу, Аксай, особенно детально изучив первоочередное месторождение Чулактау. Здесь А.С. Соколов разработал подробную литологическую стратификацию фосфоритоносной свиты, впервые выделил в ее верхах горизонт "бурых доломитов", позднее прослеженный по всему бассейну. В подстилающих фоссерию слоях А.С. Соколовым найдена лучшая в Каратау по сохранности археоциата. В 1940 г. совместно с П.Л. Безруковым и Б.М. Гиммельфарбом опубликовал обоснование кембрийского возраста фосфоритов Каратау. С его участием в те годы были выявлены основные черты геологического строения бассейна, началась подготовка его освоения. А.С. Соколову принадлежит единственная в Каратау находка остатков динозавра — одна из девяти во всем Среднеазиатском регионе, описанных известным палеонтологом и писателем И.А. Ефремовым в статье "Динозавровый горизонт Средней Азии".

В 1943 г. А.С. Соколов назначается главным геологом серного рудника Шорсу. С этого времени в течение двух десятилетий главной областью его исследований становится самородная сера. С 1944 г. и до сих пор он работает в Государственном НИИ горнохимического сырья (ГИГХС).

В 1946—1949 гг., выполняя прогноз сероносности СССР, А.С. Соколов обосновал высокую перспективность на серу миоцена Предкарпатъя, где в 1950—1951 гг. при его непосредственном участии открыто весьма крупное Роздольское месторождение; возглавил его детальное изучение, разведку и подготовку к освоению. Он обосновал открытие крупнейшего в мире Предкарпатского сероносного бассейна и его продолжения в Польшу, где при консультации А.С. Соколова были открыты и разведаны первые месторождения серы.

Сравнительное изучение серных месторождений нашей и зарубежных стран позволило А.С. Соколову в 1958 г. завершить фундаментальную работу по установлению геологических закономерностей, их строения и размещения. На этой теоретической основе он сформулировал основное поисковое правило на серу: "месторождения серы следует искать в сульфатно-карбонатных комплексах вдоль сочленения геоструктурных поднятий с прогибами, заклю-

чающими хлоридные щелочноземельно-натриевые рассолы и скопления углеводородов". Этот основополагающий труд явился крупным событием в развитии серной геологии, принес автору широкую известность и ученую степень доктора геолого-минералогических наук.

В 1967 г. возглавил в ГИГХСе большой и высококвалифицированный геологический коллектив, А.С. Соколов организует и научно направляет важные тематические исследования по прогнозу, обоснованию методов поисков и разведки, а также оценке месторождений горно-химического сырья, в особенности фосфатов. При его участии выявляются и изучаются новые месторождения фосфатных руд, существенно продвинулась проблема комплексного их использования. Изучение и освоение бедных апатитовых руд Хибин отмечено в 1981 г. премией Совмина СССР.

Уделяя много внимания практическим вопросам развития сырьевой базы и хорошо владея богатым фактическим материалом по разведваемым и разрабатываемым месторождениям, А.С. Соколов умело использует его для решения геолого-генетических проблем. Им обоснован ряд новых геолого-литологических закономерностей фосфоритообразования, разработана генетическая классификация месторождений фосфатов. Уделяя много внимания проблеме вещественного состава фосфоритов, А.С. Соколов на всесоюзном совещании по этой проблеме в главном докладе выделил три основных направления исследований: минералогическое, геолого-генетическое и технологическое.

Будучи горячим сторонником теории фосфоритообразования А.В. Казакова, А.С. Соколов сделал немало для ее дальнейшего развития на базе новых, накапливающихся фактических данных, подтверждающих главные положения этой теории, преимущественно хемогенного фосфоритообразования на шельфах в специфических условиях "фосфатной фации", за счет апвеллинга глубинных океанских вод, обогащенных фосфором.

А.С. Соколов многократно выезжал в зарубежные командировки для консультации и оказания научно-технической помощи; им проведены исследования многих зарубежных месторождений серы (Польша, Афганистан, Индонезия, Румыния), фосфоритов (Египет, Индонезия, Алжир, Мали), апатитов (Вьетнам).

А.С. Соколову присуще стремление к новому, прогрессивному. Он первым обосновал применение подземной выплавки серы на отечественных месторождениях и предложил оригинальный способ гидродобычи рыхлых фосфоритов Прибалтики через скважины. Он активно участвовал в развитии геологической микробиологии для решения геолого-генетических проблем по самородной сере, явился инициатором недавно начатых исследований по обогащению фосфатных руд биоготехнологическими методами.

А.С. Соколов ведет большую научно-общественную работу. В течение 20 лет был активным членом редколлегии настоящего журнала, был зам. председателя, ныне член бюро Межведомственного литологического комитета РАН и председатель его секции "Литология фосфоритоносных формаций". Хорошо осознавая исключительное значение обмена новейшей научной информацией и ее обсуждения геологами-фосфатчиками, организовал и провел ряд представительных научных совещаний по проблемам фосфатной геологии. Он также член ряда ученых и научно-технических советов, эксперт и член ЭТС Государственной комиссии по запасам. Много внимания уделяет подготовке научных кадров, руководит аспирантами. Им подготовлено несколько докторов и 18 кандидатов наук.

А.С. Соколову принадлежит более 280 научных и научно-технических работ, из которых более 150 опубликовано.

Глубокие теоретические знания, широкая геологическая эрудиция, большой опыт полевых геологических и разведочных работ, разработанные теории генезиса месторождений руд для агрохимии, способность к глубокому анализу и обобщениям снискали А.С. Соколову высокий научный авторитет в России и в странах ближнего и дальнего зарубежья.

Заслуги А.С. Соколова высоко оценены. Он награжден шестью медалями, дипломом "Первооткрыватель месторождения", орденом, имеет звания: Почетный разведчик, Почетный химик, Почетный гражданин города Каратау.

Обладая завидной энергией и инициативой организатора, А.С. Соколов горячий, но добродушный, желательный коллега, общительный, остроумный, хороший товарищ.

Свой юбилей он встречает творчески активным, душевно молодым, полным деловых замыслов.

Друзья и коллеги искренне желают ему крепкого здоровья, долгих лет жизни и новых научных достижений.

Редакционная коллегия журнала
"Литология и полезные ископаемые"

Межведомственный
литологический комитет РАН

Государственный научно-исследовательский институт
горнохимического сырья Научно-производственная ассоциация "Агроэко"



ЕВГЕНИЯ ВАЛЕРИАНОВНА РУХИНА

24 ноября 1992 г. литологическая наука понесла тяжелую утрату — ушла из жизни Евгения Валериановна Рухина, видный геолог-четвертичник, литолог, создатель нового научного направления — литологии ледниковых отложений. Этому направлению Е.В. Рухина была предана в течение всей своей творческой жизни, которая продолжалась буквально до ее последних дней.

Евгения Валериановна прошла длительный и трудный жизненный путь, часто требовавший от нее большого мужества. Она родилась в 1909 г. в г. Гродно, окончила школу в Ленинграде, затем с 1929 г. училась в топографическом техникуме, из которого ушла с III курса и поступила на геолого-почвенно-географический факультет Ленинградского университета, чтобы быть вместе с мужем — Львом Борисовичем Рухиным. После окончания ЛГУ в 1936 г. по специальности четвертичная геология, Е.В. Рухина была оставлена в аспирантуре. В 1940 г. она защитила кандидатскую диссертацию на тему "Верхнемеловые отложения западных Мугоджар".

В 1939—1942 гг. Е.В. Рухина работала ассистентом в Ленинградском горном институте. Но эта работа была прервана на июль—октябрь 1941 г., так как Евгения Валериановна вступила в ряды народного ополчения, участвовала в боях под Гатчиной и Тайцями.

В 1942 г. начинается новый — университетский этап творческой деятельности Е.В. Рухиной. Она была эвакуирована с Л.Б. Рухиным в г. Саратов, где работала ассистентом на кафедре общей геологии Ленинградского университета. С 1946 г. она была доцентом той же кафедры, с 1953 г. — старшим научным сотрудником Института земной коры, а закончила свой жизненный путь старшим научным сотрудником-консультантом в лаборатории палеогеографии института. Именно будучи сотрудником этой лаборатории, Е.В. Рухина создает свои наиболее значимые труды: книги "Литология моренных отложений", "Литология ледниковых отложений" и защищает в 1965 г. докторскую диссертацию на тему "Литология ледниковых и водноледниковых отложений области валдайского оледенения".

Евгения Валериановна была крупным специалистом в области четвертичной геологии, что нашло отражение в избрании ее членом-корреспондентом Международной ассоциации геологов четвертичников по двум секциям, частом оппонировании ею диссертаций, в многочисленных консультациях по литологии четвертичных отложений сотрудникам многих организаций. Немало у нее было учеников и последователей. Литологии четвертичных отложе-

ний Е.В. Рухина посвятила более 100 публикаций, многочисленные доклады на совещаниях и семинарах различного ранга, включая международные.

Е.В. Рухина была не только специалистом по четвертичным отложениям, но и литологом широкого профиля. Вместе с Л.Б. Рухиным она занималась изучением палеозойских отложений северо-запада Восточно-Европейской платформы, меловых отложений Ферганы, по которым ими опубликована совместная монография "Меловые отложения Ферганской котловины". Е.В. Рухиной были переработаны и дополнены второе издание "Основ общей палеогеографии", второе и третье издания "Основ литологии" Л.Б. Рухина.

Е.В. Рухина всегда была общительным, доброжелательным, обаятельным человеком. Добрая память о ней навсегда останется в сердцах ее коллег, друзей и всех тех, кому посчастливилось ее знать.

Редакционная коллегия журнала
"Литология и полезные ископаемые"

Межведомственный
литологический
комитет РАН



ВИКТОР ИВАНОВИЧ ПОКРЫШКИН

29 октября 1992 г. скоропостижно скончался известный исследователь геологии и литологии фосфоритов, старший научный сотрудник Всероссийского НИИ геологии зарубежных стран, доктор геолого-минералогических наук Виктор Иванович Покрышкин.

Он родился 25 октября 1930 г. в Новосибирске. В 1951 г. после окончания Новосибирского геологоразведочного техникума поступил в Московский геологоразведочный институт, который закончил в 1956 г. по специальности геология и разведка полезных ископаемых.

В 1956—1962 гг. был геологом 4-го геологического управления Мингео СССР и работал в Китае (1956—1957 гг.), а затем в Сирии (1958—1962 гг.) по изучению и разведке фосфоритовых месторождений. Эти работы вызвали у В.И. Покрышкина особый интерес к фосфоритам, которыми он более всего занимался всю оставшуюся жизнь.

В 1962—1967 гг. он, геолог Всесоюзного Аэрогеологического треста, работает на Кубе по рекогносцировке фосфоритов и разведке каолинового месторождения. В кубинском журнале "Tecnologica" за 1966, 1967 гг. появились его статьи по фосфоритам Кубы. Разведанное им каолиновое месторождение Рио-дель-Кайехан разрабатывается до сих пор, являясь главным источником сырья для построенного здесь каолинового завода.

С 1967 г. В.И. Покрышкин — сотрудник ВНИИзарубежгеологии, где проработал 25 лет, прошел путь от младшего до ведущего научного сотрудника и сформировался в крупного специалиста, видного ученого по геологии зарубежных месторождений фосфатов. Выезжая в качестве эксперта в Сирию, Эфиопию, Ливию, Монголию, Китай, работал по фосфоритам в Египте и Мавритании.

В 1970 г. защитил кандидатскую диссертацию "Геологические закономерности размещения верхнемеловых и палеогеновых месторождений Восточно-Средиземноморской области".

В 70-х и 80-х годах опубликовал большое число статей по геологии, методам поисков и разведки, геолого-экономической оценке фосфоритов Восточно-Средиземноморской области, всей Аравийско-Африканской фосфоритоносной провинции. В этих работах глубоко проработаны вопросы тектонических и палеогеографических условий формирования фосфоритов, их вещественного состава, роли апвеллинга в фосфогенезе и др.

В 1981 г. вышла в свет его монография "Закономерности размещения промышленных месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя мира", хорошо знакомая геологам-фосфатчикам. Она явилась основой подготовленной и успешно защищенной докторской диссертации "Закономерности размещения и условия формирования фосфоритовых месторождений Аравийско-Африканской провинции".

В серии статей, в монографии и особенно в докторской диссертации В.И. Покрышкиным широко и глубоко рассмотрены многие проблемы фосфатной геологии. Он показал, что верхнесенонские и палеогеновые фосфоритовые месторождения расположены в тектонически разнородных условиях Африкано-Аравийской платформы, Атласской эпиплатформенной складчатой области и Атлантической зоны периферических погружений. Установил литологические и палеотектонические закономерности размещения фосфоритоносных формаций, парагенетическую связь зернистых фосфоритов с кремнисто-терригенно-карбонатной группой отложений платформенного режима осадконакопления. Этим он развил, углубил и конкретизировал идеи Н.С. Шатского, который впервые отнес фосфоритоносные формации Северной Африки к терригенно-карбонатной группе.

Большой интерес представляют наблюдения, касающиеся циклического строения фосфоритоносных горизонтов, отражающего периодическую сменяемость условий морского осадконакопления. На многих примерах В.И. Покрышкин показывал, как базальные (более терригенные) циклы периодически и последовательно сменяются фосфатными.

В.И. Покрышкин считал, что фосфатонакопление определялось палеогеографическими условиями океанских шельфов Тетиса и Атлантики, формировавшихся вдоль окраинных областей аравийско-африканского континента. Реконструируя эти условия, В.И. Покрышкин установил, что они включают фазы крупных региональных трансгрессий Атлантики и Тетиса, прерывавшихся регрессиями, аридность приэкваториального климата, морфологию шельфовых областей, масштабы и интенсивность апвеллингов.

Своими работами он внес важный вклад в понимание процессов и закономерностей формирования и размещения фосфоритовых месторождений не только Аравийско-Африканской провинции, но и в планетарном масштабе. Очень многие положения и закономерности, установленные в этой провинции, вполне приложимы и к другим фосфоритоносным регионам.

На прошедшем в августе 1992 г. в Москве симпозиуме "Фосфориты и фосфогенез", организованном секцией фосфоритоносных формаций МЛК РАН, В.И. Покрышкин намеревался выступить с очень актуальным для симпозиума докладом о возможных источниках фосфора и путях его осаждения в фосфоритоносных бассейнах сенона — палеогена Аравийско-Африканской фосфоритоносной провинции. Состояние здоровья помешало его выступлению. В тезисах доклада, которые явились последней публикацией В.И. Покрышкина, выясняя источники фосфора, он обращает внимание на синхронность позднесенон-палеогенового фосфоритообразования с позднемеловым-палеогеновым магматизмом Средиземноморского офиолитового пояса и континентальных рифтовых зон Африки и Аравии, а также на совпадение с этим временем активного развития поверхностей выравнивания с латеритными корами выветривания аравийско-африканского пенеплена экваториальной области. Раскрытие Атлантического океана и Тетиса в эпоху фосфатонакопления могло способствовать, по мнению В.И. Покрышкина, выделению эндогенного фосфора в океанические воды, поступающие с апвеллингами в шельфовые зоны. Подтверждение этого он видит в повышенном содержании фосфора в щелочных базальтах офиолитового пояса Средиземного моря, который, возможно, являлся одним из поставщиков фосфора и кремнезема в резервуар океанических вод. Побочным источником являлись латеритные коры выветривания.

Повышенный интерес к источникам фосфора — отмечает В.И. Покрышкин — объясняется существующими проблемами генезиса и эволюции фосфоритонакоплений, раскрытие которых, как показал А.В. Казаков, возможно на примере крупных фосфоритоносных регионов, к которым относится Аравийско-Африканская провинция.

В.И. Покрышкин постоянно и очень активно участвовал в научных совещаниях, симпозиумах по проблемам фосфатной геологии. Он неоднократно представлял нашу страну на полковых семинарах по проекту 156 "Фосфориты" МПГК, проходивших в Индии, Китае, Монголии. Являлся постоянным и деятельным членом секции фосфоритоносных формаций МКЛ РАН.

Автор более 80 работ, большая часть которых посвящена геологии фосфоритоносных отложений. Для него были характерны трудолюбие, работоспособность, преданность науке о фосфоритах. Он сделал много полезного, нужного, хорошего.

Светлая память о В.И. Покрышкине — геологе, ученом и человеке навсегда останется в сердцах всех, кто его знал.

Редакционная коллегия журнала
"Литология и полезные ископаемые"

Межведомственный
литологический комитет РАН

Секция фосфоритоносных формаций

Всероссийский НИИ геологии зарубежных стран
Государственный НИИ горнохимического сырья

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П.П. (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),
БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), 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.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.,
SEDLITSKY 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 29.05.93. Подписано к печати 29.06.93. Формат бумаги 70х100 1/16
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,7. Усл.кр.-отт. 5,9 тыс. Уч.-изд.л. 15,0. Бум. л. 4,5
Тираж 497 экз. Зак. 4379. Цена 21 р.

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

21 p.

Индекс 70493