

ISSN 0024-497X ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА•

# **ЛИТОЛОГИЯ** И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

•••

# АКАДЕМИЯ НАУК СССР МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД МОСКВА

# 3

МАЙ — ИЮНЬ 1983

## СОДЕРЖАНИЕ

-- -

•	Корова И. В., Серова В. В., Горбунова З. Н. Влияние речных выносов на глу- боководное осадконакопление (на примере Центральной котловины Индий-	
	ского океана)	3
Ł	Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А. Металлоносные осадки глубоководных впадин Красного моря (геохнмические особенности и характер распределения руд-	40
	ного вещества)	10
•	Чухров Ф. В., Штеренберг Л. Е., Горшков А. И., Дриц В. А., Сивцов А. В., Са-	
	харов Б. А., Алексанорова В. А., Рудницкая Е. С. О природе 10 А марган-	~~
	цевого минерала Ге-Мп океанических конкреций	33
	Логвиненко Н. В., Попова Е. А. Клиноптилолит из юрских и нижнемеловых от-	10
	ложении Севернои Атлантики	42
١	пеоумов Р. И. О литолого-геохимических особенностях среднего миоцена Цент-	10
	рального предкавказья	48
•	Масляев Г. А., Котельников Д. Д., Лазарева В. М., Гер-Григорьянц Л. С., Гурты-	
	гина А. С. Палеоструктура и глинистые минералы палеоценовых отложении	61
4	Предкавказья	01
•	Полянскиц Б. В. Палеогеография времени накопления триасово-юрских угленос-	72
	ных формации Кавказско-памирской зоны Средиземноморского пояса .	15
`	Воико В. С., Ясколко 1. И. Ультрамикроструктуры фосфатных компонентов и	0 5
	среднезоценовых зернистых фосфоритов центральных Кызылкумов	00
٠	Сеолецкии В. И., Швеоов В. Н., Баиков А. А. О поисковых признаках проявлении	0/
	серы в кароонатно-сульфатных отложениях	94
١	Самаркин В. А. Литолого-геохимические осооенности и условия ооразования	400
	серных месторождении Среднего поволжья	109

#### Краткие сообщения

•	Анатольева А. И. Главные типы докембрийских континентальных ландшафтов	122
	Методика	
v	Салынь А. Л., Дриц В. А. Повышение точности измерения межплоскостных рас- стояний рефлексов на дифрактограммах глинистых минералов Развозжаева Э. А. Метод фракционирования нерастворимого органического ве- щества осадочно-метаморфических пород	125 133
	Хроника	

•	Ильин А. В.,	Яншин	<b>A</b> .	<i>Л</i> . Пя <sup>,</sup>	гая	между	народ	цная	конф	еренщи	а по	фо	сфо	рита	M	135
٠	Данчев В. И.	<u> </u>		• •	•	• •	•	•	•••	· ·	•	•	•	•	•	139
١	Совещания и митетом	семинај (МЛК)	ры, идр	планир утими	уеми орга	ые Ме анизац	ждув иями	едом в 19	ственн 183 го	ным ли ду .	толо	гиче •	еки.	м К	0-	141

C Издательство «Наука»,

«Литология и полезные ископаемые», 1983 г.

# LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR: MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR:

> 3 MAY --- JUNE 1983

,

#### CONTENTS

Khvorova I. V., Serova V. V., Gorbunova Z. N. The influence of river outwash on	
deepwater sedimentation (the Central depression of the Indian Ocean taken	~
as an example)	3
buildong G. 14., Listisyna N. A. Metalliferous sediments of deep-sea depressions	10
Chukhrov F. V., Shterenberg L. E., Gorshkov A. I., Drits V. A., Sivtsov A. V., Sakharov B. A., Alexandrova V. A., Rudnitskaya E. S. On the nature of 10 Å manganese mineral of oceanic concretions	33
sequences of the North Atlantic Ocean	42
Nedumov R. I. On lithological-geochemical features of the Middle Miocene in the	
Central Pre-Caucasus	48
Maslyaev G. A., Kotelnikov D. D., Lazarova V. M., Ter-Grigoryants L. S., Turty-	
gina A. S. Paleostructure and clay minerals of Pre-Caucasian Paleocene de-	~ ~
posits	61
Polyansky B. V. Paleogeography in the time of accumulation of Triassic-Jurassic	73
Boiko V S Yaskolko T J Ultramicrostructures of phosphate components and of	10
Middle Focene grain phosphorites in Central Kyzyl Kum	85
Sedletsky V. I., Shvedov V. N., Baikov A. A. Prospecting aid signs of sulfur occu-	
rence in carbonate-sulphate deposits	94
Samarkin V. A. Lithological-geochemical peculiarities and conditions of sulfur deposit formation in Central Povolzhye	109
Brief Contributions	
Anatolyeva A. I. Principal types of Precambrian continental landforms	122
Methodology	
Salyn A. L., Drits V. A. Precision increase of calculations of reflexes interplanar	125

### Current reports

Ilyin A. V., Yanshin A. L. The Vth International Conference on Phosphorites	135
Danchev V. I.	139
Conferences and seminars, planned by the Interdepartmental Lithology Committee	
(ILC) and by other organizations in 1983	141

удқ 551.352(267)

# ВЛИЯНИЕ РЕЧНЫХ ВЫНОСОВ НА ГЛУБОКОВОДНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ (на примере Центральной котловины Индийского океана)

ХВОРОВА И. В., СЕРОВА В. В., ГОРБУНОВА З. Н.

Изложены результаты минералогических исследований разных литологических типов отложений, вскрытых колонками, отобранными в 25-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев». Показана важная роль терригенных выносов в формировании пелагических осадков Центральной котловины Индийского океана. Глинистый материал как наиболее тонкодисперсный переносится на максимальные расстояния от суши: до 3000 км от устья р. Ганг,

В последние годы все большее внимание стали привлекать к себе терригенные отложения, развитые по периферии океанов — на шельфах, материковых склонах и у их подножий. Это объясняется огромным интересом к океану, в частности к океанскому седиментогенезу, а также тем, что терригенные отложения в пределах материковых окраин перспективны для поисков месторождений нефти и газа. К настоящему времени накопился обширный материал о составе, строении и условиях формирования этих отложений, которые по скорости аккумуляции и механизму образования являются типичным продуктом лавинной океанской седиментации в понимании А. П. Лисицына [3]. Основная информация относится к осадкам каньонов, конусов выноса и долинно-веерных систем приконтинентальных участков океанов. Меньше известно о влиянии терригенных выносов на осадкообразование в пределах океанических котловин. Поэтому представляется интересным изложить соответствующий фактический материал, собранный авторами при работах в Центральной котловине Индийского океана. Материал этот получен в 25-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», пролетом 1980 г. под руководством члена-кор. АН СССР ходившем А. П. Лисицына.

Центральная котловина — один из основных морфоструктурных элементов Индийского океана. Она свободно сообщается с широким Бенгальским заливом, являющимся ее северным продолжением. На западе, юге и востоке котловина ограничена соответственно Мальдивскими островами, Центрально-Индийским и Восточно-Индийским хребтами. Они практически не поставляют в котловину обломочного терригенного материала. Последний в основном поступает с севера, через Бенгальский залив, поэтому понять особенности терригенной седиментации в котловине можно, лишь учитывая формирование осадков в заливе.

Изучение глубоководной части Бенгальского залива и смежных участков Центральной котловины началось примерно с 50-х годов. Оно проводилось как советскими, так и зарубежными экспедициями. Среди них следует отметить экспедиции Института океанологии АН СССР на д/э «Обь» (1956—1957 гг.), на НИС «Витязь» (31-й рейс, 1959—1960 гг.; 33-й рейс, 1960—1961 гг.) и НИС «Академик Вернадский» (19-й рейс, 1979 г.), а также экспедиции Скриппсовского института (1968, 1971, 1977 гг.) и Геологической службы Индии (1971 г.).

В результате этих работ были выявлены основные черты строения осадочного чехла, собрано большое количество проб донных осадков, изучены их состав, распределение и условия образования. Результаты проведенных исследований изложены в ряде статей и монографий. Одни из них посвящены общей характеристике отложений [1, 9], другие — их минералогии [2, 12, 16].

Отложения Бенгальского залива. Залив является местом накопления мощных, в основном терригенных осадков. Главный поставщик материала — реки Ганг и Брахмапутра, берущие начало в Гималаях и образующие единую огромную дельту [5]. По объему тодового твердого стока (более 2 млрд, т) они занимают первое место в мире [7]. Значительное количество осадков вносится в залив также реками восточной Индии и лишь сравнительно небольшая часть поступает с Цейлона и Андаманских и Никобарских островов.

Сносимый с континента материал формирует в Бенгальском заливе крупный осадочный клин, наклоненный к югу и рассеченный многочисленными подводными долинами. Этот осадочный клин известен в литературе как Бенгальский подводный конус или веер. Он является самым крупным аккумулятивным сооружением такого типа: объем его оценивается в 7,28.10<sup>4</sup> м<sup>3</sup>, а мощность 3,5—4 км. Начало формирования подводного конуса относят к середине эоцена, но, очевидно, быстрое накопление осадков в его пределах началось с миоцена и связано с поднятием Гималаев [8].

Бенгальский конус заметно отличается от других веерных систем: его долины не разветвляются, как обычно в таких аккумулятивных образованиях, они довольно прямые и прослеживаются в субмеридиональном направлении на расстояние до 3000 км.

В осадочном чехле залива преобладают глинистые илы, сменяющиеся в шельфовой зоне песками, алевритами и алевропелитами. Такая «закономерная» зональность, как показал впервые П. Л. Безруков [1], в отдельных участках нарушается появлением среди пелитовых илов многочисленных прослоев слюдистых песков и алевритов с хорошо выраженной градационной текстурой. Сходные прослои обнаружены им и среди фораминиферовых осадков за пределами залива, в Центральной котловине, на глубинах до 4800 м. П. Л. Безруков объяснял нахождение на такой глубине среди пелагических осадков относительно крупного терригенного материала приносом его турбидными потоками. Сейчас уже почти все исследователи признают первостепенную роль автокинетических потоков, в том числе турбидных, в формировании глубоководных конусов выноса, в частности Бенгальского.

Большое значение для характеристики осадочного чехла залива имеет скважина глубоководного бурения (скв. 218, рейс 22), пробуренная на юге центральной его части в области развития глинисто-карбонатных илов. Она расположена в 1500 км от устья Ганга, на глубине 3749 м, в 18 км западнее одной из долин Бенгальского конуса выноса. Скважина вскрыла 773 м осадков, от верхнечетвертичных до среднемиоценовых. По данным сейсмопрофилирования, мощность осадочного чехла здесь 3,5—4 км. Вскрытая толща представлена неравномерным чередованием песчаных, чистых и глинистых алевритов с подчиненным количеством алевритистых песков и глин. На некоторых уровнях появляются глинистые наноилы. Цвета осадков оливково-серые и темно-зе-Толщина слоев от миллиметров до 50-60 см, редко до 1 м. леные. Сортировка материала разная — плохая и хорошая. Строение слоев градационное и гомогенное, а среди более тонких осадков наблюдается горизонтальная, реже косая и конволютная слойчатость. Отмечаются следы эрозии и местами обильные биотурбации. Не трудно видеть, что отложения имеют флишоидный характер.

Хотя разрез в целом монотонный, в нем различаются интервалы, несколько обогащенные более крупным терригенным материалом, и интервалы менее грубые с прослоями наноилов. Первые относятся к среднему миоцену, верхней части нижнего плиоцена и плейстоцену; последний интервал содержит наибольшее количество песчаных прослоев [13, 15, 17].

Таким образом, в формировании осадочного чехла залива первостепенное значение имели подводные флювиальные системы. В определенные периоды они активизировались в связи с поднятиями в Гималаях или понижением уровня моря в эпохи оледенения.

Минеральный состав осадков залива изучен достаточно подробно. Наиболее полной сводкой о составе как обломочной (песчано-алевритовой), так и глинистой части отложений верхнего слоя является работа Х. Сиддики [16], основанная на результатах изучения проб донных осадков, собранных во время 33-го и 35-го рейсов «Витязя» и 2-го рейса «Оби». Им были построены карты распределения отдельных минералов в поверхностном слое осадков и выделены терригенно-минералогические провинции. Многие минеральные виды являются индикаторами речных выносов и прослеживаются, как увидим, в изученных осадках котловины.

Основными минералами легкой подфракции (исследовались фракции >0,1 и 0,1—0,05 мм) являются полевые шпаты, кварц, слюды (биотит, мусковит) и вулканическое стекло. Содержание кварца от 0,3 до 34%; его количество уменьшается по направлению к центральной части залива и резко снижается в песчаной фракции вследствие появления обильной слюды. Содержание полевых шпатов в целом очень высокое (до 84%), главными областями их концентрации являются побережье Индии, между реками Годовари и Гангом — Брахмапутрой и восточная часть залива, граничащая с Андаманскими и Никобарскими островами. Так же как и для кварца, наблюдается уменьшение содержания полевых шпатов к центру залива из-за разбавления биогенным материалом (радиолярии). Слюды в алевритовой фракции составляют от 0,3 до 47%. Максимальное их количество зафиксировано вблизи устьев Ганга, Маханди и Годовари.

Группа тяжелых минералов в осадках насчитывает более 25 видов и по направлению к центральной части залива количество минеральных видов почти не уменьшается, меняются только концентрации. Главными тяжелыми минералами являются: роговая обманка (3,8— 52%), моноклинные (до 23%) и ромбические (6%) пироксены, эпидот (12%), гранат (1—27%), черные рудные минералы и основное вулканическое стекло (6%). В меньших количествах, но почти повсеместно встречаются силлиманит (1—7%), турмалин, циркон (3%), тремолитактинолит. Редко отмечаются дистен, ставролит, рутил, сфен и другие минералы.

Сведения о минеральном составе не только поверхностных, но и более древних осадков получены в результате обработки материалов глубоководного бурения (скв. 218) [13, 14, 17].

В составе осадков здесь кварц реэко преобладает над полевыми шпатами и отмечается значительное содержание слюды. Тяжелая подфракция содержит роговую обманку (19—36%), непрозрачные минералы (14—27%), гранат (13—18%), эпидот (до 6%), пироксены (от незначительных количеств до 9%). Отмечаются также дистен, циркон, ставролит, тремолит, клиноцоизит.

Мы видим, что ассоциация тяжелых минералов здесь та же, что в поверхностном слое осадков залива. Минеральная ассоциация осадков залива в целом указывает на довольно сложный петрографический состав питающих провинций и большое значение в них пород разных, в том числе высоких степеней метаморфизма; к последним относятся гранатовые и силлиманитовые сланцы и гнейсы Индии и Цейлона; меньшее значение имеют основные изверженные породы. Обилие нестойких минералов (роговая обманка) свидетельствует о незрелости значительной части терригенного материала, не претерпевшего сколько-нибудь заметных циклов переотложения.

Распределение глинистых минералов в поверхностном слое осадков восточной части Индийского океана обобщено в виде схем-карт в работах последних лет [4, 10]. В соответствии с источниками выноса минералов и количественными их соотношениями были выделены четыре минералогические провинции [10]: Деканская, Гангская, Индонезийская и Австралийская. Для наших исследований представляют интерес



Фиг. 1. Схема расположения изученных станций 1 — станции 25-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев»; 2 — станции глубоководного бурения

первые две. Деканская провинция выделена в западной части Бенгальского залива и протягивается на юг до экватора. Для нее характерно высокое содержание монтмориллонита (42—70%). Поступление этого минерала в значительной степени обусловлено выносами рек Кришна и Годовари, размывающих Деканские тралпы [16]. Гангская провинция охватывает восточную часть залива и прослеживается к югу по обеим сторонам Восточно-Индийского хребта до 10—14° ю. ш. Для осадков этой провинции характерны повышенные содержания иллита (в среднем 57%), хлорита (до 25%) и сравнительно небольшое — монтмориллонита (до 16%). В юго-западной части провинции наблюдается обогащение осадков монтмориллонитом (60%). Осадки этой провинции формируются главным образом за счет выносов рек Ганга и Брахмапутры [9].

Осадки Центральной котловины. В пределах котловины изучались осадки, взятые грунтовыми трубками и дночерпателями на пяти станциях (2095—2099), расположенных по меридиональному профилю (около 80° в. д.) от 2°34 с. ш. до 8°56 ю. ш. (фиг. 1). Расстояние между крайними станциями около 1300 км, а от северной станции до возможных источников терригенного материала: до устья Ганга — Брахмапутры около 2300 км, до устья Годовари около 1500 км, до устья Кавери около 1000 км. В осадках упомянутых станций, как мы увидим, чувствуется влияние терригенного выноса с северного континента, исчезающее южнее, где уже развиты обычные «красные» тлубоководные глины, обогащенные цеолитами и рудным веществом.

Общая характеристика осадков. В пределах изученного профиля выделяются два участка с разным характером осадков: один из них расположен ближе к континенту (ст. 2095—2097), другой — дальше от него (ст. 2098 и 2099), при этом по батиметрии они различаются мало (фиг. 2).

На северном участке преобладают известково-глинистые илы с разным содержанием карбонатной составляющей (от 10 до 47%). Вверху они обычно желтовато-коричневые (окисленные), ниже серые и зеленовато-серые разных оттенков (восстановленные), хотя на отдельных участках и здесь среди них появляются слабо окисленные илы. Нередко наблюдается пятнистость, обусловленная как диагенезом, так и биотурбациями.



Фиг. 2. Литологический состав осадков Центральной котловины 1 — ил известково-глинистый; 2 — ил глинистый; 3 — ил глинисто-известковый; 4 — ил кремнисто-глинистый; 5 — песок терригенный; 6 — алеврит терригенный; 7 — песок раковинный; 8 — гиалокластика; 9 — аргиллит; 10 — рудные стяжения и корки; 11 — пепел; 12 — биотурбации; 13 — растительный детрит (преимущественно споры)

Однообразие разреза нарушается появлением редких и небольших прослоев фораминиферово- или органогенно-детритового хорошо сортированного алеврита и песка, почти полностью отмытого от пелита. Встречаются также единичные прослои, обогащенные витрическим пеплом с незначительным количеством кристаллокластики. Чаще в них преобладает бесцветное кислое стекло, но здесь же попадается и основное. Стекло обычно плотное, хотя есть и пористое (пемза).

Почти постоянно в осадках отмечается песчано-алевритовый терригенный материал. Чаще его количество составляет 1—2%, реже больше (алеврита до 4—6, песка 1,8—2,5%); алеврит присутствует и в самой южной колонке северного участка. Кромс примеси терригенная кластика образует редкие самостоятельные прослои: плохо сортировачные алевритистые пески и песчаные алевриты. Наиболее значительный слой (30 см) встречен в одной из колонок ст. 2096. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что обломочный слой такой мощности отсутствует на ст. 2095, находящейся ближе к континенту. Очевидно, как и в Бенгальском заливе, терригенный материал (песок) распространялся не сплошным чехлом, а «полосами», отражая пути следования потоков.

Осадки южного участка (ст. 2098—2099) представлены глинистыми илами, на многих интервалах послойно обогащенными биогенным кремнеземом (до 20%). Осадки слабо окислены, и только в одной колонке (ст. 2098-8) коричневые илы вниз по разрезу сменяются восстановленными зеленовато-серыми (они здесь заметно обогащены терригенным материалом). Характерно присутствие железомарганцевых микростяжений, конкреций и корок. Попадаются кристаллы филлипсита и почти повсеместно отмечаются обломки вулканических стекол.

Многие интервалы в колонке ст. 2098 содержат небольшую примесь обломочного терригенного материала, иногда его количество возрастает до 10%. Гранулометрия терригенной кластики меняется от крупного пелита — мелкого алеврита до алеврита, даже крупного. Изредка встречаются тонкие (1—2 см) прослои слюдистого алеврита, очень хорошо сортированного. К югу (ст. 2099) значение терригенной кластики существенно снижается, но и здесь она обнаружена.

Южный участок отличается от северного не только составом осадков, но и мощностями. На севере рассмотренного профиля все колонки даже 2095-4 (длина ее больше 900 см) не вышли за пределы чет-



Фиг. 3. Минеральный состав легкой подфракции осадков, % (фр. 0,1—0,05 мм, ст. 2095-4)

вертичных образований и скорости седиментации здесь от 2 до 6,3 мм за 1000 лет. На южном участке четвертичные отложения маломощные (0,5 м и меньше) и главная часть вокрытых осадков относится к плиоцену. Скорость седиментации для района ст. 2099—0,45 мм за 1000 лет, а для четвертичного периода она 0,3 мм/1000 лет. Таким образом, это уже область нормальной пелагической седиментации, куда, однако, временами заносился обломочный материал континентального происхождения, т. е. и здесь чувствуется влияние Бенгальского выноса.

Минералогия терригенного обломочного материала. Минеральный состав обломочной фракции определялся в шлифах, мазках и иммерсионных препаратах. В основном исследовалась крупноалевритовая фракция, причем предварительно осадок обрабатывался 1 N HCl с целью удаления карбонатов. Для разделения на тяжелую и легкую подфракции использовался бромоформ уд. веса 2,9. Процентное содержание минералов высчитывалось при наличии в подфракциях не менее 100 зерен. В основу детального изучения взяты осадки колонок 2095-4 и 2096-4, наиболее обогащенные терригенным обломочным материалом.

Представление о составе минералов легкой фракции и их распределении в самой длинной колонке дает фиг. 3. Здесь видно, что основными минералами являются кварц и полевые шпаты, причем первый всюду доминирует, составляя от 15 до 65% подфракции. Полевые шпаты (до 40%) разнообразны: преобладают плагиоклазы (от кислых до основных), но в нижней и средней частях разреза заметно содержание калиевых полевых шпатов (около 10% подфракции). На некоторых интервалах отмечается биотит (до 10%). Песчаные и алевритовые прослои колонки 2096-4 состоят почти целиком из кварца и слюды (биотит, мусковит).

Тяжелая подфракция крупного алеврита представлена огромным количеством видов. Основными минералами являются непрозрачные зерна (черные рудные и пирит, вероятно, диагенетический), роговая обманка, моноклинные пироксены, оливин, гранат, эпидот; реже встречаются ромбические пироксены, амфиболы (тремолит-актинолит). В виде акцессориев (1,5—2%) почти постоянно отмечаются циркон, апатит, сфен, силлиманит, корунд и др. В график не включены некоторые компоненты легкой подфракции (вулканическое стекло, измененные неопределимые обломки, кремниевый раковинный детрит), поэтому сумма процентных содержаний минералов не отвечает 100%.

Роговая обманка темно-зеленая или буровато-коричневая, зерна ее призматические, реже игольчатые, часто с неровными окончаниями. Содержание роговой обманки варьирует от 4 до 24% (фиг 4). Моноклинные пироксены представлены преимущественно диопсидом, реже авгитом; зерна неправильной формы, часто с зазубренными окончаниями, иногда слабоокатанные. Содержание пироксенов составляет до 60% подфракции, но высокие концентрации приурочены только к отдельным горизонтам (см. фит. 4). Ромбические пироксены (в основном это гиперстен) присутствуют в количестве не более 6%. Гранаты встречаются почти постоянно, но в небольших количествах (1.5-5,5%). Обычно они бесцветные, редко светло-розовые. Группа эпидота собственно эпидотом (пистацит), клиноцоизитом представлена цоизитом. Преобладают два первых минеральных вида. Зерна неправильной формы, полуокатанные; цоизит иногда сохраняет призматический облик. Содержание эпидотовых минералов не превышает 4%. Тремолит-актинолит встречается в виде игольчатых и тонкопризматических зерен. Содержание его незначительно (до 1-1,5%).

Минеральный состав терригенных компонентов изученных осадков котловины имеет большое сходство с таковым Бенгальокого залива. Это относится как к легкой, так и к тяжелой подфракциям. Доминирующими «легкими» минералами и там и тут являются кварц, полевые шпаты и слюды. Соотношения их меняются в разрезе и на площади, но в общем на юге залива (ст. 218) и в котловине содержание кварца выше, чем полевых шпатов, в отличие от северных участков залива. Возможно, это связано с тем, что кварц как более устойчивый способен к переносу на более далекое расстояние.

Набор минералов тяжелой подфракции, как видно из сравнения фиг. 4 и 5, тоже сходен, хотя, естественно, в заливе на участках, расположенных ближе к источникам сноса, концентрация минералов с большим удельным весом выше. И в заливе, и в котловине одним из существенных компонентов подфракции является роговая обманка, причем в обоих случаях она идентична как по составу, так и по облику. Близки по типоморфным особенностям и транаты. В заливе они концентрируются преимущественно в прибрежной зоне. Присутствие их в абиссальной котловине на огромном расстоянии от источника сноса указывает на большую транспортирующую способность потока.

Наряду со сходством минеральных компонентов нетрудно заметить и некоторые характерные отличия. Прежде всего это относится к появлению оливина в осадках котловины, который в некоторых прослоях дает заметные концентрации (см. фиг. 4). Обращает на себя внимание и присутствие на некоторых уровнях большого количества пироксенов; в осадках залива их сравнительно мало (см. фиг. 5). По-видимому, оба эти минерала, полностью или частично, не связаны с Бенгальским «выносом», а имеют «океаническое происхождение», как и встречающиеся в осадках основные стекла.

Глинистые минералы. Они изучались во фракции <0,001 мм, выделенной методом отмучивания. Карбонаты удалялись 1 N HCl, но только в случае их высокого содержания. Все фракции <0,001 мм были сняты на СиКа-излучении на стеклах в Мд-насыщенном состоянии, с глицерином и после нагревания до 550° С. Часть проб обрабатывалась 1 N K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> для выявления вермикулитовых пакетов и с нагреванием в течение часа до 80° для определения устойчивости минералов и выявления каолинита на фоне хлорита. Принято считать, что при такой обработке выделяются Fe-монтмориллониты. Были рассчитаны TO, П. Е. Бискаю [6] соотношения основных групп тлинистых минералов. Отдельно определялось значение  $d_{060}$  для отличия ди- и триоктаэдрических разностей минералов.

В осадках изученного профиля обнаружены монтмориллониты, гидрослюды, хлориты и каолиниты. В отдельных пробах фиксируется смешанослойный иллит-монтмориллонит.

Графически показаны соотношения основных групп глинистых ми-



Фиг. 4. Минеральный состав тяжелой подфракции осадков, % (фр. 0,1—0,05 мм ст. 2095-4)



Фиг. 5. Минеральный состав тяжелой фракции осадков (%) Бенгальского выноса по данным глубоководного бурения (ст. 218, фр. >20 мкм)

нералов, а также величина отношения интенсивностей рефлексов гидрослюд 001/002 (фиг. 6). Последние дают представление о вкладе в осадок биотита или мусковита. Чем больше биотита, тем выше эти цифры. На рисунке видно, что эти соотношения колеблются от горизонта к горизонту. Особенно резкие флуктуации отмечаются в колонке ст. 2096-4. что согласуется с резкими колебаниями в механическом составе осадков этой колонки. На фоне этих флуктуаций можно отметить определенную тенденцию в количественном соотношении глинистых минералов по изученному профилю с севера на юг, а именно заметное увеличение роли монтмориллонита — за счет главным образом гидрослюд (иллита). Это особенно четко видно при сравнении ст. 2095 и 2098 (кроме верхнего горизонта). Интересно отметить, что в нижних горизонтах колонки 2096-4 увеличивается содержание монтмориллонита при одновременном укрупнении осадка, что говорит о более близком источнике этого минерала, чем реки Ганг и Брахмапутра. Еще более четко это выявляется при рассмотрении дифрактограмм взвеси р. Ганг и образцов из изученных колонок (фиг. 7). Мы видим, что постепенно падает интенсивность отражений 10 и 7 Å и возрастает 17,6 Å в ряду: взвесь р. Ганг — ст. 2095 — ст. 2098 (как было отмечено выше, несколько особняком стоит ст. 2096). Обработка проб горячей соляной кислотой показала, что монтмориллонит из океанических образцов несколько более устойчив, чем из взвеси р. Ганг, это позволяет предполагать какой-то дополнительный его источник кроме взвеси указанной реки. Скорее всего это могут быть коры выветривания деканских траппов, размываемые реками Кришна, Годовари и др., или аутигенные образования — продукты разложения дисперсного вулканогенного материала. Возможно, что играет некоторую роль дифференциация минералов по размерности, приводящая к выносу монтмориллонита на наибольшие расстояния. Однако, по нашему мнению, это не имеет решающего значения.

Заметно отличается состав глинистых минералов в колонке 2099. Общее содержание глинистых минералов здесь резко падает за счет увеличения аморфной фазы; преобладает смешанослойный монтмориллонит-иллит, по-видимому, возникший по дисперсному вулканогенному материалу. Судя по составу минералов, влияние Бенгальского выноса здесь минимально.

Подводя итоги, можно сказать, что при определенных условиях приносимый реками обломочный материал способен выноситься на огромное расстояние в океан и отлагаться в области развития пелагических осадков. В северной части Центральной котловины Индийского океана это расстояние измеряется первыми тысячами километров. Алеврит и мелкий песок поступали сюда через крупную подводную распределительную систему, состоящую, как показало сейсмоакустическое профилирование, из протяженных долин, ограниченных намывными валами. В таких условиях основным транспортирующим механизмом были разные типы турбидных потоков. При этом трудно представить, что каждый обломочный слой, встреченный в котловине, является результатом действия потока, «одноактно» переместившего материал на тысячи километров. Наверное, турбидная седиментация — процесс более сложный, чем воссозданный экспериментами, и перенос материала обусловлен многократным возникновением потоков на разных участках долины.

Изученный профиль иллюстрирует переход Бенгальского конуса выноса в типично пелагические отложения. Как было показано, осадки северного участка профиля отличаются от более южных и количеством терригенной кластики, и относительно высокими скоростями седиментации. Вместе с тем по количеству и гранулометрии обломочного материала, а также по скоростям накопления эти осадки заметно отличны от развитых в заливе, где средние скорости оцениваются в 50 мм/1000 лет [8]. Очевидно, отложения северного участка профиля относятся к самой дистальной части конуса.



Как было показано, минеральный состав обломочной фракции осадков северной части котловины свидетельствует о том, что основным источником кластики была северная суша и прежде всего Гималаи, с которых такие крупные реки, как Гант и Брахмапутра, выносили огромные массы материала, начиная по крайней мере с миоцена. В заливе выдслено несколько терригенно-минералогических провинций, наиболее четко очерчивающихся в шельфовой зоне; в глубокой части уже имеет место смешение минеральных ассоциаций из разных источников [16]. Можно констатировать, что в изученных осадках котловины это смешение проявляется еще полнее, и отнести встреченную здесь минеральную ассоциацию к какой-нибудь из установленных в заливе провинций нельзя. Возможно, что это характерно вообще для дистальных частей крупных турбидных комплексов.

Глинистые частицы как наиболее высокодисперсная составляющая терригенного материала разносятся на максимальные расстояния от суши. При этом в удаленную и глубокую часть океана они поступают не только с турбидными потоками, но и в результате разноса обычными для гидродинамики океана агентами (волновая деятельность, течения). Это, по-видимому, сказалось на изученных осадках котловины, в частности на смешении глинистых минералов разных источников и на заметной флуктуации их соотношений по разрезу. Особенно четко последнее проявляется в колонке 2096-4 (см. фит. 6). Увеличение содержания монтмориллонита здесь совпадает с появлением относительного грубого терригенного материала: алеврита и песка. По-видимому, обогащение монтмориллонитом в данном случае связано с приносом его турбидными потоками.

Выше было показано, что по направлению на юг относительное содержание монтмориллонита увеличивается и на южном участке профиля он становится доминирующим компонентом глинистой фракции (до 77%). Во взвеси р. Ганг монтмориллонита мало (до 10%), преобладает иллит. Монтмориллонит же характерен для выносов рек восточной Индии, размывающих коры выветривания траппов; количество его заметно на востоке и юге Бенгальского залива. Очевидно, основная масса монтмориллонита поступала в котловину из более близких источников, чем вынос Ганга. Такое предположение хорошо согласуется с обнаруженным в глубоководной части залива, вдоль Индостанского полуострова геострафического течения, проходящего в сильного южном направлении по широкой подводной долине [11]. С течением связана высокая концентрация взвеси. Очевидно, тонкий терригенный материал выносился в абиссальные котловины не только турбидными, но и контурными донными течениями. На дальность разноса монтмориллонита, возможно, влияла и его большая дисперсность.

Рассмотренный пример показывает, что в определенных условиях океан способен аккумулировать большие объемы терригенного материала, который распространяется на огромной площади, захватывающей и крупные участки абиссальных котловин. Особенно выразителен этот процесс, когда на краю континента расположены горные системы. Вместе с тем этого не происходит там, где между океаном и континентом пролегают активные геосинклинальные системы, включающие краевые моря, островные дуги и глубоководные желоба, являющиеся «ловушками» континентального терригенного материала.

#### Литература

- 1. Безруков П. Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана.— Тр. Ин-та океанологии, 1963, т. XIV, с. 182—201.
- 2. Горбунова З. Н. Распределение глинистых минералов в осадках Индийского океана.— Океанология, 1966, т. VI, вып. 2, с. 267—275.
- Лисицын А. П. Лавинная седиментация.—В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1982, с. 3—59.
   Свальнов В. Н., Шевченко А. Я. К вопросу о распределении глинистых минералов
- 4. Свальнов В. Н., Шевченко А. Я. К вопросу о распределении глинистых минералов в осадках восточной части Индийского океана.— Океанология, 1977, т. XVII, вып. 5, с. 855—861.
- 5. Чистяков А. А. Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов.— В кн.: Итоги науки и техники. Сер. Общая геология. М.: ВИНИТИ, 1980, т. Х, 163 с.
- ВИНИТИ, 1980, т. Х, 163 с. 6. Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, v. 76, p. 803— 832.

- 7. Coleman J. M. Brahmaputra river: channel processes and sedimentation.- Sediment,
- Coleman J. M. Brannaputa livel. channel processes and sedimentation.— Sediment, Petrol., 1969, v. 3, № 2/3, p. 131—137.
   Curray J. R., Moore D. C. Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation on the Himalayes.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 82, p. 563—572.
   Goldberg E. D., Griffin J. J. The sediments of the northern Indian ocean.— Deep-Sea Res., 1970, v. 17, p. 513—537.
   Kolla V., Moore D. G., Curray J. R. Recent bottom current activity in the deep wes-ter Bay of Bengal. Marine Geol. 1976, v. 21. № 4, p. 255—270.
- tern Bay of Bengal.— Marine Geol., 1976, v. 21, № 4, p. 255-270.
- Kolla V., Biscaye P. E. Clay mineralogy and sedimentation in the eastern Indian ocean.— Deep-sea Res., 1973, v. 20, p. 727—738.
   Mallik T. K. Shelf sediments of the Ganges delta with special emphasis of the mineralogy of the western part, Bay of Bengal, Indian ocean.— Marine Geol., 1976, v. 22, 200 p. 1-32.
- 13. Mallik T. K. Mineralogy of deep-sea sands of the Indian ocean.- Marine Geol., 1978, v. 27, p. 161-176.
- Matti J., Zemmels J., Cook H. S. X-ray mineralogy data North-eastern part of the Indian ocean, leg 22.— Init. reports DSDP. Wash., 1974, p. 693—711.
   Pimm A. S. Sedimentology and history of the Northeastern Indian ocean from late Cretaceous to recent.— Init. reports DSDP. Wash., 1974, v. XXII, p. 717—805.
- 16. Siddiquie H. N. Recent sediments of the Bay of Bengal.- Marine Geol., 1967, v. 5,
- p. 249-291.
  17. Thompson R. W. Mineralogy of sands from the Bengal and Nicobar fans, sites 218 and 211, eastern Indian ocean. Init. reports DSDP. Wash., 1974, v. XXII, p. 711-715.

ГИН АН СССР, Институт океанологии АН СССР Москва

Поступила в редакцию 6.XII.1982 УДК 551.35.553.2(267.5)

# МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН КРАСНОГО МОРЯ (геохимические особенности и характер распределения рудного вещества)

#### БУТУЗ ОВА Г. Ю., ЛИСИЦЫНА Н. А.

В работе рассмотрены особенности вещественного состава рудного вещества и характер его распределения в осадках из 14 глубоководных впадин Красного моря. Показана значительная латеральная и вертикальная изменчивость состава металлоносных осадков. Дана оценка роли эндогенной составляющей железа и марганца для осадков глубоководных впадин и бассейна Красного моря в целом.

Как известно, в пределах рифтовой зоны Красного моря развиты металлоносные осадки, локализованные в глубоководных впадинах, расположенных вдоль тектонически активной осевой части рифта. В настоящее время известны 16 впадин, большая часть которых заполнена термальными рассолами, с изменчивой мощностью, соленостью и температурой. Следует отметить, что несмотря на большое число публикаций, посвященных разным аспектам изучения Красноморского рифта, характер распределения рудного вещества и особенности его вещественного состава изучены недостаточно, причем большинство работ посвящено осадкам впадины Атлантис II, где процессы рудооб разования развиты наиболее интенсивно [4, 6, 9]. Осадки других впадин охарактеризованы в единичных работах в самых общих чертах [3, 5, 7, 8].

Нами совместно с сотрудниками Института океанологии АН СССР в 22-м рейсе НИС «Академик Курчатов» и в 3-м рейсе НИС «Профессор Штокман» были получены колонки из 14 впадин, расположение которых показано на фиг. 1. В результате изучения этого большого фактического материала была установлена крайняя сложность состава металлоносных осадков, неодинаковая степень обогащения рудным веществом, различный характер его распределения в разных впадинах, большое разнообразие минеральных форм.

Используя модульный метод, предложенный Н. М. Страховым [1], а именно величину отношения суммы Fe и Mn к Ti, мы попытались в общем виде оценить степень рудоносности осадков во всех изученных впадинах.

Н. М. Страхов, используя данные по содержанию Fe, Mn и Ti в широком комплексе осадков и пород современных и древних водоемов, установил, что значения железо-марганцево-титанового модуля для типично терригенных образований не превышают 25. Значения модуля, превышающие 25, он рассматривал как достоверное доказательство присутствия в осадке эксгалятивного, эндогенного материала, представленного в основной своей массе Fe и Mn.

Средняя величина железомарганцево-титанового модуля для биогенно-терригенных илов Красного моря, не содержащих эндогенного компонента, составляет 11—15. Для характеристики степени рудоносности осадков или относительного обогащения их эндогенным или рудным веществом нами выделены следующие градации модуля: менее 15— осадки, практически лишенные рудного компонента; 15—50— слабо обогащенные рудным веществом; 50—100— обогащенные рудным веществом и больше 100 (до 1000 и более) — собственно рудные осадки, где эндогенный материал является основной составляющей.



Фиг. 1. Расположение глубоководных впадин в Красном море 1 — впадины с рассолами; 2 — впадины без рассолов

Распределение величин железомарганцево-титанового модуля, а также главных рудообразующих элементов — Fe и Mn в разрезах осадочной толщи различных впадин показано на фиг. 2, а — н (см. далее).

Для сравнительной характеристики химического состава изученных осадков в таблице приведены данные по содержанию Fe, Mn, а также основных связанных с рудным веществом малых элементов — Zn, Cu и Pb, при этом в числителе даны пределы колебаний концентраций, в знаменателе — средневзвешенные содержания элементов. В таблице приведены также данные по фоновым концентрациям элементов в «нормальных» осадках Красного моря, лишенных примеси рудного материала.

Из приведенных в таблице и на графиках данных отчетливо видно, что металлоносные осадки Красного моря существенно различаются по степени рудоносности, по характеру распределения рудного вещества и его химическому составу как в различных впадинах, так и внутри отдельных впадин по латерали и разрезу осадочной толщи.

Коротко охарактеризуем основные особенности состава и строения осадочной толщи в изученных колонках глубоководных впадин от самой южной впадины Суакин до северной впадины Кебрит.

Впадина Суакин. Впадина Суакин состоит из двух параллельных бассейнов, заполненных рассолами. В ее пределах изучены три колонки: колонка 361 в восточной депрессии (19°40,7 с. ш. и 38°46,9 в. д.) и колонки 364 (19°36,8 с. ш., 38°43,6 в. д.) и 1986 (19°34,9 с. ш. и 38°43,0 в. д.) в западной депрессии.

Основная масса осадков сложена обычными для Красного моря глинисто-карбонатными, птероподо-коккколито-фораминиферовыми илами с небольшой, постоянно присутствующей и относительно равномер-



Фиг. 2. Распределение Fe, Mn и железомарганцево-титанового модуля (Fe+Mn/Ti) в разрезах глубоководных впадин. a—Суакин,  $\delta$ —Судан, e—Эрба, e—Шагара,  $\partial$ —Альбатрос, e—Дискавери,  $\infty$ —Вальдивия, 3—Атлантис-II, u—Хадарба,  $\kappa$ —Тетис, A—Нереус, M—Вема,  $\mu$ —Гипсум; значения модуля: 1) <15; 2) 15—50; 3) 50—100; 4) >100





2\*

19





Фиг. 2 *м—н* 

но распределенной примесью рудного вещества. Основными его компонентами являются как Fe, так и Mn, причем корреляция между ними, как правило, отсутствует (фиг. 2, *a*). Значения железомарганцево-титанового модуля обычно колеблются от 15 до 40.

Осадки восточной депрессии в целом заметно больше обогащены обоими элементами по сравнению с осадками западной депрессии, значения модуля в отдельных горизонтах возрастают до 50—100. Содержания Fe в осадках станции 361 колеблются от 6,25 до 25,19%, составляя в среднем 10,4% при средней концентрации Mn 2,02%. В осадках западной депрессии в колонке 364 количество Fe меняется от 4,1 до 11% (среднее 6,17%); среднее содержание Mn 1,3%.

Для осадков впадины Суакин характерно некоторое обогащение их по сравнению с фоном такими микроэлементами, как Zn и Cu. Наибольшее обогащение отмечено в осадках восточной депрессии (ст. 361). где содержания Zn колеблются от 700 до 3200·10-4% (среднее 1640-·10-'%), Си — от 80 до 120·10-'% (среднее 95·10-'%), в осадках западной депрессии (ст. 364) среднее содержание Zn составляет 605· ·10<sup>-</sup>\*% (пределы колебаний 240—1300·10<sup>-</sup>\*%), Cu—63·10<sup>-</sup>\*% (предепадной депрессии (ст. 364) (пределы колебаний 30—115.10-4%) (см. табл. 1). Рудные компоненты представлены в основном аморфными гидроокислами Fe и Mn и сульфидами, преимущественно рентгеноаморфными. В нижней части разреза станции 1986 (797—900 см) помимо аморфных гидроокислов и сульфидов присутствуют также магнетит и сидерит.

Впадина Судан. В рассолоносной впадине Судан, так же как и во впадине Суакин, развиты осадки, в целом слабо обогащенные рудным материалом. В изученной колонке 366 (20° 03,2 с. ш., 38° 30,9 в. д.)

# Содержание Fe, Mn, Zn, Cu, Pb в осадках глубоководных впадин Красного моря

Впалина	N₂	Fe	Mn	Zn	Cu	РЬ	
	станции	%	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	10-4%			
Суакин	361	$\frac{6,25-25,2}{10,4}$	$\frac{0,38-8,08}{2,02}$	700-3200 1 640	<u>80–120</u> 95	$\frac{22-56}{40}$	
	364	$\frac{4,1-11,0}{6,17}$	$\frac{0,4-0,8}{1,3}$	240-1 300 €05	<u>30–115</u> 63	$\frac{15-58}{23}$	
	1986	$\frac{3,4-13,7}{6,3}$	$\frac{0,2-5,1}{1,4}$	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
Судан	366	$\frac{4,1-9,3}{5,7}$	$\frac{0,14-2,1}{0,39}$	<u>170–2800</u> 622	<u>40–160</u> 78	$\frac{15-65}{28}$	
Эрба	399	$\frac{2,6-60,0}{13,4}$	0,1-4,0 0,47	77-4000	<u>40–2000</u> 330	<u>40—120</u> 72	
Шагара	400	$\frac{2,4-49,0}{7,9}$	$\frac{0,1-39,0}{2,8}$	<u>160—950</u> 440	<u>2095</u> 65	<u>20-70</u> 50	
Альбатрос	402	$\frac{3,1-58,0}{15,3}$	0,1-0,77 0,34	<u>128—2 350</u> 530	<u>24-2200</u> 190	<u>-10-32</u> <u>17</u>	
Дискавер <b>и</b>	398	<u>6,6–45,0</u> 10,2	$\frac{1,3-24,8}{3,8}$	850—1 550 1160	$\frac{150-410}{206}$	$\frac{15-35}{26}$	
	1995	$\frac{8,3-51,5}{16,8}$	0,4-34,0 4,1	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
	1996	$\frac{2,4-59,3}{14,3}$	$\frac{0,11-6,6}{0,75}$	>	*	>	
Вальдивия	408	$\frac{3,0-15,9}{4,9}$	$\frac{0,22-0,54}{0,3}$	<u>150—320</u> 228	$\frac{35-96}{68}$	$\underbrace{\begin{array}{c} \underline{15}\underline{-29}\\ \underline{21} \end{array}}$	
Атлантис-II	383	$\frac{12-44}{32,1}$	0,5-3,2 1,34	<u>1 30050 500</u> 14 900	$\frac{200-6700}{3700}$	<u>30-570</u> 230	
	387	$\frac{22-61}{39.9}$	$\frac{0,2-6,7}{1,3}$	$\frac{1900-45000}{16600}$	$\frac{100-7000}{4150}$	$\frac{20-1000}{454}$	
	1905 (4)	$\frac{12-49,7}{34,7}$	$\frac{0,09-27,5}{1,85}$	$\frac{500 - 36000}{6500}$	<u>409000</u> 2700	<u>10-2000</u> 500	
	1905 (5)	$\frac{8,3-49,4}{32,7}$	$\frac{0-38,5}{2,16}$	$\frac{1000-171000}{73600}$	$\frac{20-25000}{9600}$	$\frac{10-3000}{1300}$	
	389	$\frac{6-45,2}{32,5}$	$\frac{0,02-0,7}{0,31}$	2 200-55 080	Не опр.	Не опр.	
	1905 (1)	$\frac{23,8-47,4}{35,3}$	$\frac{0,08-3,8}{0,56}$	Не опр.	»	×	
	1991	$\frac{7,4-56,7}{39,4}$	$\frac{0,04-2,64}{0,68}$	»	»	>	
Хадарба	410	3,0-41,6 5,2	$\frac{0,5-3,25}{1,36}$	200—1 450 572	<u>30-730</u> 78	$\begin{array}{r} \underline{25-49} \\ 32 \end{array}$	
Тетис	224	$\frac{11,0-60,0}{30,8}$	$\frac{0,28-30,5}{15,97}$	$\frac{1\ 100-5\ 900}{4\ 039}$	$\frac{165-3800}{794}$	<u>-10150</u> <u>62</u>	
Hepeyc	223	$\frac{3,2-16,0}{7,2}$	0,8-7,4 1,7	<u>260-900</u> 625	<u>-80-430</u> 188	$\begin{array}{r} 10-55 \\ \hline 34 \end{array}$	
Вема	412	$\frac{1,5-75,0}{7,0}$	$\frac{0,08-1,17}{0,2}$	<u>100-700</u> 253	<u> </u>	$\begin{array}{c c} -\underline{11-22}\\ \hline 20 \end{array}$	
Гипсум	413	$\frac{3,7-48,0}{33.3}$	$\left  \frac{0,07-0,5}{0,2} \right $	440-2300	25-580	$\frac{12-27}{22}$	
Кебрит	414	1,5-1,7 1.6	$\frac{0,09-0,14}{0.11}$	<u>60–62</u> 61	$\frac{20-40}{30}$	$\frac{\underline{24-27}}{\underline{25}}$	
Нормальные осадки Крас- ного моря		3,5	0,41	318	71	39	

*Примечание*. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — средневзвешенные содержания.

нормальные красноморские глинисто-карбонатные илы содержат небольшую примесь рудного вещества, представленного в основном Fe, которая относительно равномерно распределена по всему разрезу (см. фиг. 2,  $\delta$ ). Значения железомарганцево-титанового модуля составляют 14—50. Содержания Fe в осадках колеблются от 4,1 до 9,3% (среднее 5,7%), Мп практически находится на уровне фона и лишь в одном прослое, содержащем манганосидерит, составляет 2%. Основными формами рудного вещества являются аморфные гидроокислы Fe и в отдельных прослоях сульфиды.

Концентрации Zn, Cu, Pb, как правило, находятся на уровне фоновых и лишь в единичных прослоях, обогащенных сульфидами, содержания Zn возрастают до 2800.10<sup>-4</sup>%, Cu — до 160.10<sup>-4</sup>%.

Впадина Эрба. Для осадочной толщи впадины Эрба (ст. 399; 20°44,1 с. ш., 38°10,7 в. д.) характерно чередование нормальных красноморских илов, неравномерно обогащенных рудным веществом (модули 14—80), с собственно рудными горизонтами, в которых значения модуля возрастают до 800—2000 (см. фиг. 2, в).

Основным рудным компонентом является Fe, содержания которото колеблются в очень широких пределах — от фоновых до 30—60% в рудных горизонтах. Средневзвешенные содержания Fe в осадках колонки 399 составляет 13,4%, Mn по всему разрезу находится на уровне фоновых концентраций и лишь в одном маломощном прослое (155— 165 см) составляет 4%.

Минеральные формы рудного вещества сложны и разнообразны, однако можно наметить определенные тенденции в распределении различных минеральных групп. Так, для осадков верхней части колонки мощностью более 1 м характерно присутствие прослоев, обогащенных сульфидами, которые, как правило, ассоциируют с кремнево-железистым гелем, окрашенным в ярко-зеленый цвет, что свидетельствует о том, что в его составе присутствует Fe в закисной форме.

Ниже по разрезу до глубины 280 см рудное вещество представлено в основном кремнево-железистым гелем, рентгеноаморфными гидроокислами Fe и гетитом, сульфиды играют резко подчиненную роль. Два наиболее мощных рудных горизонта в нижней части колонки в интервалах 290—380 и 520—570 см состоят из кремнево-железистого геля, в массе которого в значительных количествах присутствуют гетит, магнетит, а в отдельных тонких прослоях — пылеватая вкрапленность сульфидов.

Содержания Zn, Cu и Pb в осадках впадины Эрба колеблются в широких пределах (см. таблицу): Zn от 77 до  $4000 \cdot 10^{-4}$ % (среднее  $542 \cdot 10^{-4}$ %), Cu от 40 до  $2000 \cdot 10^{-4}$ % (среднее  $330 \cdot 10^{-4}$ %), Pb от 40 до  $120 \cdot 10^{-4}$ % (среднее  $72 \cdot 10^{-4}$ %).

Концентрации этих элементов контролируются минеральным составом рудного вещества и прежде всего распределением в рудной толще сульфидов. Так, прослои, обогащенные сульфидами, характеризуются максимально высокими для осадков впадины содержаниями Zn (до 0,4%), Cu (до 0,2%), Pb (до 0,01%). Интересно отметить, что корреляция между этими микроэлементами отсутствует, что отражает неоднородность минерального состава сульфидов.

Впадина Шагара. Общий характер строения осадочной толщи колонки 400 (21°06 с. ш., 38°04,7 в. д.) в целом близок осадкам колонки 399 во впадине Эрба.

В ее составе среди нормальных красноморских илов, в разной степени обогащенных эндогенным материалом (величины модуля 20—70), выделяются собственно рудные горизонты, мощностью от 10 до 55 см, где значения модуля возрастают до 2000—4000.

Однако в отличие от впадины Эрба рудное вещество во впадине Шагара представлено как Fe, так и Mn (фиг. 2, г).

Характерной особенностью осадочной толщи в колонке 400 является ясное трехчленное ее строение. Осадки верхней части колонки до глубины 250 см в целом существенно обогащены Mn, содержания которого составляют 1—2,5%, т. е. в 2—6 раз выше фоновых. В интервале 78—132 см выделяется рудный горизонт, где концентрация Мп достигает 36—39%. Основной минеральной фазой рудного вещества являются рентгеноаморфные гидроокислы Мп, в подчиненных количествах присутствует тодорокит. Содержания Fe в верхней части разреза находятся практически на уровне фоновых и лишь в марганцеворудном прослое повышаются до 13—16%.

В средней части колонки выделяются прослои, в разной степени обогащенные Fe, концентрации Mn обычно не превышает фоновых. Маломощные рудные прослои в интервалах 315—325 и 365—375 см содержат 40—49% Fe и сложены в основном кремнево-железистым гелем и гетитом. В осадках, слабо обогащенных рудным веществом, где содержания Fe составляют 7—9%, часто встречаются сульфиды в ассоциации с зеленым кремнево-железистым гелем.

Нижняя часть разреза с глубины 440 см и до конца колонки сложена нормальными красноморскими глинисто-карбонатными илами, практически лишенными примеси рудного вещества. Средневзвешенное содержание Fe по колонке составляет 7,9%, Mn — 2,8%.

Осадки впадины Шагара в целом характеризуются относительно низкими концентрациями Zn, Cu и Pb, что связано с небольшим количеством в изученной колонке сульфидов этих металлов.

Среднее содержание Zn незначительно превышает фоновое и составляет 440.10<sup>-4</sup> (пределы колебаний 160—950.10<sup>-4</sup>%), концентрации Cu и Pb находятся практически на уровне фоновых и лишь в единичных прослоях несколько возрастают (Cu до 95.10<sup>-4</sup>%), Pb до 70.10<sup>-4</sup>%).

Впадина Альбатрос. Для осадочной толщи изученной колонки 402 (21°11,5 с. ш., 38°07,6 в. д.) характерно неравномерное переслаивание осадков с разным содержанием рудного компонента (значение модулей 18—82) с нормальными биогенно-терригенными илами без примеси рудного вещества (модуль <15) и собственно рудными горизонтами, со значениями модуля 550—1460 (фиг. 2,  $\partial$ ).

Рудное вещество представлено Fe, содержание которого колеблется от фоновых до 46—58% в рудных горизонтах (средневзвешенное по колонке 15,3%). Концентрации Mn по всему разрезу находятся на уровне фоновых (среднее 0,34%).

В составе рудного вещества преобладают рентгеноаморфные гидроокислы Fe, окристаллизованная фаза представлена гетитом, а в нижней рудной пачке помимо гетита обнаружены магнетит и гематит, местами в этой пачке встречаются рентгеноаморфные сульфиды. Отдельные прослои содержат примесь глобулярного пирита, часто ассоциирующего с зеленым кремнево-железистым гелем, участками гель раскристаллизован с образованием железистых смектитов.

Прослои, содержащие рентгеноаморфные сульфиды, обогащены Zn (до 0,29%) и Cu (до 0,2%), средние содержания этих элементов в колонке также повышены против фоновых (Zn 530·10<sup>-4</sup>%; Cu 190· ·10<sup>-4</sup>%).

Впадина Дискавери. Во впадине Дискавери изучено три колонки: (21°17,0 с. ш., 38°03,2 в. д.), 1995 (21°17,3 с. ш., 38°03,1 в. д.) и 398 1996 (21°16,4 с. ш., 38°02,9 в. д.). Характерной особенностью осадков впадины Дискавери является крайняя изменчивость их минерального и химического состава как по разрезу осадочной толщи, так и по простиранию. Главным компонентом осадков является нормальный красноморский терригенно-биогенный материал, в составе которого практически постоянно присутствует примесь рудного компонента, величины модуля колеблются от 15 до 90 (фиг. 2, е). В разрезах выделяются также прослои и пачки, сложенные в основном рудным материалом, значения модуля в них возрастают до 120-640 (фиг. 2, е). Рудное вещество представлено как Fe, так и Mn. Так, в основании колонки 398 в интервале 510—530 см рудный прослой резко обогащен Mn (24,8%), входящим в состав аморфных гидроокислов, манганита и тодорокита. В интервале 540—550 см основным рудным компонентом является Fe

(45%), которое входит в состав аморфных гидроокислов, а также гетита и гематита.

В колонке 1995 осадки горизонта 325—445 в целом обогащены Мп, содержания которого достигают 34% в нижней его части. Мп присутствует в составе аморфных гидроокислов, манганита и тодорокита. Рудные прослои, обогащенные Fe до 44—51,5%, наблюдаются в интервалах 540—555, 990—1000, 1050—1060 см и состоят из кремнево-железистого геля, в массе которого присутствуют гетит, магнетит, гематит.

В колонке 1996 рудная пачка мощностью около метра с содержанием Fe 55—60% обнаружена в основании разреза. Рудное вещество представлено в основном гидроокислами, в меньшей степени — гетитом, магнетитом и сидеритом. Концентрации Мп либо находятся на уровне фоновых, либо несколько их превышают (до 1,5%). Отмечен лишь один горизонт с повышенным содержанием этого элемента (6,6%), входящего в состав манганосидерита.

Среднее содержание Fe в осадках трех колонок составляет 13,8% (пределы колебаний от 2,5 до 59%), Mn — 2,9% (от 0,1 до 34%), осадки впадины Дискавери в целом по сравнению с фоном обогащены Zn и Cu. Среднее содержание Zn в колонке 398 составляет 1100-·10-\*%, Cu — 206·10-\*%, содержания Pb не превышают фоновых.

Для колонок 1995 и 1996 данные по содержанию Zn, Cu и Pb отсутствуют.

Необходимо отметить, что осадконакопление в пределах впадины Дискавери сопровождается интенсивными процессами оползания, смятия и перемешивания отложений, что четко отражается в структурнотекстурных особенностях осадочной толщи.

Впадина Вальдивия. Осадки впадины Вальдивия ст. 408 (21°20,8 с. ш., 37°57,0 в. д.) в основной своей массе состоят из обычного для Красного моря глинисто-карбонатного материала, либо лишенного рудного компонента, либо содержащего его в крайне незначительных количествах. Заметная примесь рудного вещества наблюдается лишь в двух маломощных прослоях, в интервалах 185—200 см (12% Fe, модуль 55) и 360—365 см (15% Fe, модуль 60) (см. фиг. 2, ж). Рудное вещество представлено кремнево-железистым гелем со следами гетита. Концентрации Mn, а также микроэлементов по всей колонке не превышают их фоновых содержаний в нормальных красноморских илах.

Впадина Атлантис-II. Как известно, в пределах Красноморского рифта процессы рудообразования наиболее интенсивно развиты во впадине Атлантис-II. В пределах этой впадины развит сложный комплекс осадков, результаты изучения которых опубликованы в целом ряде работ.

В результате проведенных нами детальных исследований восьми наиболее представительных разрезов в разных частях впадины Атлантис-II были получены новые данные по строению рудной толщи и вещественному составу рудного вещества. Расположение изученных колонок показано на фиг. 3.

Характерными особенностями осадков впадины Атлантис-II являются: высокая степень их рудоносности, экстремально высокие значения железомарганцево-титанового модуля, как правило >100, часто достигающие 1500, а также большое разнообразие минерального состава рудного вещества.

Основным рудным элементом осадков является Fe (фиг. 2, 3), содержания которого составляют, как правило, 25—60% (средневзвешенное — 35%), концентрации Мп меняются от 0 до 5, редко достигают 8%, и лишь в единичных маломощных прослоях разрезов ст. 1905(4) и 1905(5) они повышаются до 30—38%. Средневзвешенное содержание Мп в восьми изученных колонках 1,17%.

В осадках впадины Атлантис-II отмечены максимальные для Красного моря содержания Zn, Cu и Pb. Средняя концентрация Zn в изученных колонках 2,7% (пределы колебаний 0,1—17%), Cu—0,5% (пределы колебаний 0,002—2,5%), Pb—0,06% (от 0,001 до 0,4%). Главными компонентами осадочной толщи являются аморфные гидроокислы Fe и кремнезем, которые в сумме, как правило, составляют более 70% осадка и входят в основном в состав кремнево-железистого теля с разным соотношением Fe и SiO<sub>2</sub>.

Помимо этих компонентов рудные осадки содержат сложный комплекс минеральных образований, включающих сульфиды Fe и других металлов, железистые силикаты, карбонаты Fe и Mn, окислы и гидроокислы Fe и Mn, сульфаты Ca и Ba, а также более редкие минеральные виды, такие, как сложные окислы Fe и Mn, хлориды и силикаты Cu.

Рудная толща впадины Атлантис-II характеризуется большой пест-



Фиг. 3. Расположение изученных колонок во впадине Атлантис-II

ротой и изменчивостью минерального и химического состава как по разрезу, так и по площади впадины.

исследователями Немецкими Бекером и Х. Рихтером Х. была обобщенная предложена схема рудной толщи [6]. В ее строения составе было выделено четыре зонижняя — обломочно-окисноны: (DOP), залегающая непиритная посредственно на базальтах, ниж- $(SU_1)$ , окисная няя сульфидная (CO), верхняя сульфидная (SU<sub>2</sub>) и венчающая разрез аморфно-силикатная зона (АМ).

Для юго-западной части впадины, где расположены выходы гидротерм и вещественный состав осадков существенно меняется, выделены следующие литолого-фациальные зоны: сульфидно-окисно-ангид-(SOAN), являющаяся экритовая вивалентом зоны SU<sub>3</sub>, окисно-ангидритовая (OAN) и сульфидноаморфная (SAM) — аналог аморфной зоны (АМ). Необходимо отметить, что литолого-фациальные зоны рудной толщи в целом незначительно различаются по веществен-

ному составу и границы между ними часто проводятся достаточно условно.

Нами при выделении литолого-фациальных зон и их характеристике учитывался комплекс признаков, таких, как соотношение отдельных минеральных фаз и степень их окристаллизованности, некоторые различия химического состава, количество биогенно-терригенной примеси, структурно-текстурные особенности осадков. Все эти признаки отражают лишь некоторые вариации хода единого и непрерывного рудообразующего процесса, протекающего во впадине Атлантис-II, начиная по крайней мере с образования осадков нижней сульфидной зоны.

Наиболее однородной по строению и вещественному составу в пределах всей впадины Атлантис-II является верхняя аморфная зона. Она характеризуется присутствием всех минеральных фаз преимущественно в аморфном состоянии. В отдельных колонках в небольших количествах фиксируются слабо окристаллизованные гетит, сфалерит, манганосидериты, а также железистые смектиты как начальные продукты раскристаллизации кремнево-железистого геля. В осадках аморфной зоны в южной части впадины содержание сульфидов заметно выше, чем в остальных ее участках.

Для сульфидных зон SU<sub>1</sub> и SU<sub>2</sub> характерно присутствие прослоев, обогащенных сульфидами, и как следствие максимальные содержания

таких микроэлементов, как Zn (до 17%), Cu (до 2,5%), Pb (до 0,4%), а также Cd (до 0,01%) и Ag (до 0,01%). Важно отметить, что самые высокие концентрации сульфидов, наибольшее разнообразие минеральных видов и самая большая степень их окристаллизованности наблюдаются в осадках южной части впадины, вблизи выходов гидротермальных растворов, там же в отдельных точках отмечается широкое развитие ангидрита, вплоть до формирования мощных, до 2,5 м, ангидритовых пачек, отмеченных в отдельных колонках (ст. 396, 1905(2)).

Зона СО отличается преобладанием в ее составе окислов и гидроокислов Fe, а также присутствием в отдельных колонках прослоев, резко обогащенных окислами Mn с содержанием элемента до 38%.

По сравнению с зонами AM, SU<sub>1</sub> и SU<sub>2</sub> для окисной зоны характерна также относительно повышенная примесь нормального осадочного биогенно-терригенного материала.

Нижняя зона осадочной толщи впадины Атлантис-II детритно-окисно-пиритная (DOP) в изученных нами колонках не вскрыта. По данным Х. Бекера и Х. Рихтера [6], она сложена в основном биогеннотерригенным материалом с неравномерно распределенной и в целом незначительной примесью гидроокислов Fe, сульфидов, антидрита.

Впадина Хадарба. Осадки впадины Хадарба в колонке 410 (22° 27,5 с. ш., 37° 46,2 в. д.) в целом слабо обогащены рудным веществом, представленным как Fe, так и Mn, которое в виде небольшой примеси неравномерно распределено по всему разрезу. Значения модуля, как правило, находятся в пределах 15—30. Обычные содержания Fe в осадках колеблются от 3 до 8,5% (средневзвешенное 5,2%), Mn — от 0,5 до 3,2% (средневзвешенное 1,36%). Корреляция в распределении Fe и Mn отсутствует, относительно повышенные концентрации Mn (2—3%) характерны для верхней части осадочной толщи (0—65 см), Fe (8—8,5%) — для самых низов разреза (320—340 см) (фиг. 2, и).

В колонке 410 обнаружен лишь один маломощный прослой, в интервале 230—235 см, где модуль составляет 210, а содержание Fe 41,6%, рудный компонент представлен кремнево-железистым гелем, в массе которого присутствует манганосидерит.

Средние содержания Cu (78·10-4%) и Pb (32·10-4%) находятся практически на уровне фона, средняя концентрация Zn (572·10-4%) незначительно превышает фоновую концентрацию. Заметное обогащение Zn (1450·10-4%) и Cu (290·10-4%) наблюдается лишь в рудном прослое.

Впадина Тетис. Во впадине Тетис, как и во впадине Атлантис-II, отмечается максимально высокая для Красноморского рифта интенсивность рудообразующего процесса, благодаря чему изучение металлоносных осадков этой впадины представляет особый интерес.

Осадки впадины Тетис по степени рудоностности сопоставимы с осадками впадины Атлантис-II, величины железо-марганцево-титанового модуля колеблются от 100 до 1000, достигая в отдельных горизонтах 1800. Однако состав рудного вещества во впадинах Тетис и Атлантис-II существенно различен. В отличие от впадины Атлантис-II рудная толща во впадине Тетис содержит в своем составе мощные пачки осадков, резко обогащенных Мп, который наряду с Fe является одним из главных рудообразующих компонентов (см. фиг. 2, к).

Осадочная толща в колонке 224 (22° 47,2 с. ш., 37° 35,4 в. д.) имеет четкое ритмичное строение, в ней чередуются пачки, резко различные как по степени обогащения рудным веществом, так и по минеральному и химическому составу. В интервалах 0—120, 190—249 и 298—510 см осадки обогащены как Fe, так и Mn и содержат значительную примесь нормально-осадочното биогенно-терригенного материала (CaCO<sub>3</sub> — 20— 40%). Содержания Fe в этих пачках колеблются от 11 до 34% (в среднем 20%). Главная масса Fe входит в состав кремнево-железистого геля и аморфных гидроокислов, в меньшей степени — лепидокрокита и гетита. Перечисленные выше горизонты отличаются высокими концентрациями Mn, которые, как правило, составляют 15—30% и лишь в отдельных прослоях понижаются до 8—10% (среднее содержание Мп 18%). В их составе постоянно присутствует подвижный Мп<sup>4+</sup>. Основной минеральной формой нахождения элемента являются рентгеноаморфные гидроокислы, в небольших количествах фиксируются манганит и тодорокит.

В интервалах 120—190 и 249—298 см осадки практически целиком сложены рудным материалом, представленным аморфными тидроокислами Fe и магнетитом, а также в подчиненных количествах — лепидокрокитом и гетитом.

Содержание Fe в этих осадках составляет 44—61% (в среднем 51%), характерно постоянное присутствие подвижного Fe<sup>2+</sup> (1—8,5%), осадки практически бескарбонатны (CaCO<sub>3</sub><1%), концентрация SiO<sub>2</sub> обычно менее 1%, Mn — десятые доли процента.

Средневзвешенное содержание Fe в колонке 224 составляет 30,8%, Mn — 15,97%.

В целом осадки впадины Тетис содержат повышенные по сравнению с фоновыми количества Zn — 0,1—0,6% (среднее 0,35%), Cu — 0,02—0,38% (среднее 0,08%) и Pb — 10·10<sup>-4</sup>—150·10<sup>-4</sup>% (среднее 62· ·10<sup>-4</sup>%), при этом магнетитовые пачки относительно обогащены Cu, а марганцовистые — Zn и Pb.

Впадина Нереус. Осадочная толща, вскрытая колонкой 223 (23° 11,6 с. ш., 37° 15,3 в. д.), состоит в основном из глинисто-карбонатного ила и содержит практически по всему разрезу относительно равномерно распределенную примесь эндогенного материала. Значения модуля находятся в пределах 20—90. Рудное вещество представлено как Fe, так и Mn, корреляции между которыми не наблюдаются (см. фиг. 2, *л*).

Содержания Fe колеблются от 3,2 до 16%, составляя в среднем 7,2%, элемент входит в состав кремнево-железистого геля, а также аморфных гидроокислов. Концентрации Mn составляют 0,8—7,4% (среднее 1,7%), основной минеральной формой нахождения Mn являются аморфные гидроокислы, наиболее обогащена Mn верхняя часть разреза мощностью около 25 см. Осадки изученной нами колонки в целом незначительно относительно фона обогащены Zn и Cu (среднее содержание Zn 652·10<sup>-1</sup>%, Cu — 188·10<sup>-4</sup>%). В колонках, изученных P. Бигнеллом и C. Али [7], содержание

В колонках, изученных Р. Бигнеллом и С. Али [7], содержание рудного вещества в осадках значительно выше, чем в колонке 223. Рудное вещество концентрируется в отдельных горизонтах и представлено как Fe, так и Mn. Содержание Fe в рудных прослоях достигает 54%, максимальные концентрации Mn в одной из колонок составляют 19—22%. Рудные прослои обогащены Zn (до 1,2%), Cu (до 0,09%) и Pb (до 0,05%).

Впадина Вема. Осадочная толща в колонке 412 (23°51,8 с. ш., 36° 30,9 в. д.) во впадине Вема сложена в основной своей массе нормальными красноморскими илами, практически лишенными примеси рудного вещества (фиг. 2, м). Значения модуля <15. Выделяются лишь два рудных прослоя в интервалах 0—10 см (модуль 150—200) и 210—235 см (модуль 800—1500), сложенных преимущественно эндогенным материалом, представленным кремнево-железистым гелем и аморфными гидроокислами железа. Концентрация Fe в этих прослоях составляет 25% в верхнем прослое и 50—75% — в нижнем, в них же незначительно против фоновых повышается содержание Zn (450—700-·10<sup>-4</sup>%). Содержания Mn, Cu и Pb по всему разрезу не превышают фоновых.

Впадина Гипсум. Впадина Гипсум наряду с впадинами Атлантис-II и Тетис относится к числу немногих впадин Красноморского рифта, где рудное вещество является одним из основных компонентов осадочной толщи. В колонке 413 (24° 40,8 с. ш., 36° 25,1 в. д.) оно представлено Fe, содержание которого в рудных осадках колеблется от 28 до 48%. Величины железо-марганцево-титанового модуля — 400—1000. В разрезе колонки 413 выделяются только два прослоя в интервалах 50—90 и 135—150 см, сложенные нормальными тлинисто-карбонатными илами, практически лишенными примеси рудного вещества; содержание Fe в них падает до 3—4%, значения модуля 14—20 (фиг. 2, н). Средневзвешенное содержание Fe составляет 33,3%. Концентрации Mn по всему разрезу находятся на уровне или ниже фоновых (в среднем 0,2%).

Осадки впадины Гипсум заметно обогащены Zn (в среднем 0,13%), в отдельных горизонтах Cu — до 0,058%, концентрации Pb не превышают фоновых.

Основной рудный элемент - Fe входит в состав различных минеральных образований, неравномерно распределенных в толще осадков. Так, в верхней части разреза до 50 см преобладают аморфные гидроокислы, ниже минеральный состав рудного вещества становится более сложным и разнообразным, наряду с аморфными гидроокислами Fe широким развитием пользуются массы кремнево-железистого геля, окрашенного преимущественно в зеленый цвет, который участками раскристаллизован с образованием железистых смектитов. В отдельных интервалах основной минеральной фазой осадка является аутигенный сидерит. Начиная с глубины 230 см, в наиболее обогащенных рудным веществом осадках появляется магнетит. По всей колонке наряду с аморфными гидроокислами Fe развит гетит и лепидокрокит. Таким образом, в состав рудных осадков впадины Гипсум входит сложный комплекс минералов двух- и трехвалентного Fe.

Характерной особенностью осадочной толщи впадины Гипсум является присутствие в ее составе редких крупных (0,1--0,5 мм) сферолитов гипса, а в интервале 210-220 см обнаружен барит.

Впадина Кебрит. Осадки впадины Кебрит в колонке 414 (24°43,2 с. ш., 36°17,6 в. д.) мощностью 40 см состоят из нормального для Красного моря глинисто-карбонатного материала, практически лишенного примеси рудного вещества.

По данные Р. Бигнелла и др. [8], в более глубоких частях осадочной толщи присутствуют прослои, содержащие незначительно повышенные количества Fe, Zn и Cu, где рудное вещество представлено аморфными гидроокислами Fe и гетитом. Отличительной особенностью этой впадины является наличие как в рассолах, так и в осадках свободного H<sub>2</sub>S и широкое развитие диагенетических сульфидов Fe.

Итак, изучение строения и состава 24 разрезов из 14 глубоководных впадин Красного моря позволило выявить большое разнообразие металлоносных осадков как по степени рудоносности, так и по характеру распределения и составу рудного вещества.

Диапазон концентраций рудообразующих элементов в осадках очень широк: от фоновых до 50—75% для железа, до 30—38% для марганца, 5—17% для цинка, 1—2,5 для меди и 0,1—0,4% для свинца.

Рудное вещество является главным компонентом осадочной толщи только во впадинах Атлантис-II, Тетис и Гипсум, при этом во впадине Гипсум развиты железорудные осадки практически не содержащие **Mn**; во впадине Атлантис-II в массе железорудных осадков в единичных колонках присутствуют четкие прослои, мощностью 15—20 см, резко обогащенные Mn; во впадине Тетис Mn наряду с Fe является основным рудообразующим элементом, мощность богатых Mn прослоев составляет 1—2 м, и они преобладают в разрезе осадочной толщи.

В осадках большой группы впадин (Эрба, Шагара, Альбатрос, Дискавери, Хадарба, Вема) рудное вещество концентрируется в отдельных горизонтах переменной мощности, которые неравномерно чередуются с нормальными биогенно-терригенными илами, в разной степени обогащенными эндогенным материалом, либо вообще его не содержащими. Во впадинах Эрба, Альбатрос, Хадарба и Вема развиты лишь железорудные прослои мощностью от 10 до 50 см, во впадинах Шагара и Дискавери наряду с железорудными слоями выделяются горизонты, мощностью до 50 см, резко обогащенные Мп.

Осадки впадин Суакин, Судан, Нереус отличаются наличием в их составе практически постоянной, но небольшой примеси эндогенного



Фиг. 4. Средневзвешенные содержания Fe, Mn, Zn и Cu в осадках глубоководных впадин и в фоновых биогенно-терригенных илах Красного моря 1 — фоновые осадки; 2 — Суакин; 3 — Судан; 4 — Эрба; 5 — Шагара; 6 — Альбатрос; 7 — Дискавери; 8 — Вальдивия; 9 — Атлантис-II; 10 — Хадарба; 11 — Тетис; 12 — Нереус; 13 — Вема; 14 — Гипсум

материала, в осадках впадины Вальдивия он присутствует лишь в отдельных интервалах разреза. Собственно рудные горизонты в перечисленных выше впадинах не обнаружены. Для металлоносных осадков Красного моря в целом характерно отсутствие корреляции в распределении Fe и Mn (фиг. 2, *а*—*н*).

Распределение основных микроэлементов, тесно связанных с рудным веществом, — Zn, Cu и Pb в осадках разных впадин крайне неравномерно. Экстремально высокие их концентрации отмечаются лишь в осадках впадины Атлантис-II, значительно повышены против фона они также в отложениях впадины Тетис. Для осадков остальных впадин характерны лишь незначительные превышения концентраций Zn и Cu, содержания Pb, как правило, на уровне фоновых.

Распределение средневзвешенных содержаний Fe, Mn, Zn и Cu в осадках глубоководных впадин графически показано на фиг. 4.

Все многообразие форм распределения рудного вещества, его химического и минерального состава в глубоководных впадинах Красноморского рифта определяется сложным сочетанием целого ряда факторов, таких, как локализация рудообразующих растворов, их состав и температурный режим, интенсивность подачи рудного вещества или дебит гидротермальных растворов, а также физико-химические условия среды осадконакопления и морфологические особенности дна глубоководных впадин.

В целом Красное море, расположенное в одном из наиболее тектонически активных регионов современного рифтогенеза, отличается высокой интенсивностью эксгалятивного рудообразующего процесса. В связи с этим крайне интересной представляется количественная оценка масштабов этого процесса, т. е. определение доли эндогенной составляющей для главных рудных компонентов — Fe и Mn, как в металлоносных осадках глубоководных впадин, так и в общей массе красноморских отложений.

Поступление гидротермальных растворов в Красном море локализовано в пределах осевой, троговой части рифта, причем металлоносные осадки с повышенными и высокими значениями железо-марганцево-титанового модуля накапливаются, как правило, во впадинах, являющихся ловушками рудного вещества. За пределами тлубоководных впадин осадки с повышенными эначениями железо-марганцево-титанового модуля не обнаружены. Это значит, что эндотенный компонент в их составе если и присутствует, то в весьма незначительных количествах, учет которых существенно не повлияет на общую оценку вклада эндогенното вещества в общую массу осадков.

В основу расчета положен метод абсолютных масс, разработанный Н. М. Страховым [2] и широко используемый при изучении современного осадкообразования.

Как было показано, осадки, развитые в пределах глубоководных впадин, широко варьируют как по вещественному составу, так и по физическим свойствам — влажности и объемному весу. В связи с этим для всех этих параметров рассчитывались средневзвешенные значения.

Средневзвешенные содержания Fe и Mn в металлоносных осадках были рассчитаны по 660 конкретным анализам, полученным различными методами в Институте океанологии АН СССР и в Геологическом институте АН СССР.

Объемный вес твердой фазы осадка (вес сухого вещества на 1 см<sup>3</sup> осадка естественной влажности) определялся нами непосредственно на борту судна, либо рассчитывался по естественной влажности. Всего было сделано около 40 определений объемного веса и около 100 определений естественной влажности. Значения объемного веса твердой фазы осадков меняются от 0,28 до 1,24. Средневзвешенные значения объемного веса металлоносных осадков варьируют в пределах 0,35—0,8, средний объемный вес биогенно-терригенных илов Красного моря равен 0,8.

Средние скорости накопления гидротермальных отложений во впадине Атлантис-II составляют 100—120 см в 1000 лет [11]. Эти скорости характеризуют осадконакопление в течение последних 15000 лет, отвечающих периоду активизации тидротермальной деятельности, начиная с образования осадков зоны SU<sub>1</sub>. Такие же величины скоростей седиментации были приняты для расчета абсолютных масс во впадинах Тетис и Гипсум, где рудное вещество является преобладающим компонентом осадков. Скорости нормальной биогенно-терригенной седиментации в Красном море колеблются от 2 до 15 см в тысячу лет [10], для расчетов была использована средняя величина — 8,5 см в 1000 лет. Скорости осадконакопления металлоносных осадков в остальных впадинах были определены ориентировочно с учетом соотношения в них рудного и нормально-осадочного компонентов.

Зная среднюю скорость седиментации, объемный вес осадка, а также средневзвешенные содержания Fe и Mn, можно определить абсолютные скорости накопления (абсолютные массы) как осадка в целом, так и его рудной составляющей для каждой впадины.

Максимальные абсолютные массы Fe отмечены во впадинах Атлантис-II (15,9 г/см<sup>2</sup> в тыс. лет), Гипсум (14,9 г/см<sup>2</sup> в тыс. лет) и Тетис (10,8 г/см<sup>2</sup> в тыс. лет). Мп с наибольшей интенсивностью накапливается во впадине Тетис (5,6 г/см<sup>2</sup> в тыс. лет). В остальных впадинах абсолютные массы Fe колеблются от 1 до 4,6 г/см<sup>2</sup> в тыс. лет, Мп — от 0,03 до 0,8 г/см<sup>2</sup> в тыс. лет.

Доля эндогенной составляющей в разных впадинах меняется для Fe от 30—75 (большинство впадин) до 89—92% (Тетис, Гипсум, Атлантис-II). Доля эндогенного Mn составляет 60—80% во впадинах Суакин, Шагара, Атлантис-II, Хадарба, Нереус и достигает 93% во впадине Дискавери и 97% во впадине Тетис.

Общая масса Fe и Mn, а также их эндогенная составляющая, накапливающиеся за 1000 лет во всех глубоководных впадинах, были рассчитаны с учетом площадей каждой впадины.

Оказалось, что в среднем за 1000 лет во впадинах Красного моря аккумулируется 366 · 10<sup>5</sup> т Fe и 83,5 · 10<sup>5</sup> т Mn. На долю эндогенного Fe приходится 296,2·10<sup>5</sup> т, Mn — 75,6·10<sup>5</sup> т, что составляет для Fe около 80%, для Mn — 90%.

Для оценки роли эндогенного Fe и Mn в осадконакоплении в Красном море необходимо было определить массу этих элементов, отлагающихся на всей акватории бассейна за 1000 лет.

При средних содержаниях в нормальных осадках Fe 3,5%, Мп 0,41% абсолютные скорости накопления Fe составляют 0,24 г/см<sup>2</sup> тыс. лет, Mn — 0,03 г/см<sup>2</sup> в тыс. лет.

На всей акватории Красного моря, площадью 438000 км<sup>2</sup>, за 1000 лет накапливается 109.107 т Fe и 14.107 т Мп.

Таким образом, на долю эндогенного Fe в общей массе красноморских отложений приходится 2,75%, Мп 5,4%.

Полученные данные по соотношению эндогенной и экзогенной составляющих как в осадках разных впадин, так и в общей массе красноморских отложений позволяют судить как об интенсивности рудообразующего процесса в разных точках рифтовой зоны, так и об общих масштабах эндогенной поставки рудного вещества в бассейн Красного моря.

Специфической особенностью гидротермального процесса в этом регионе является его локализация в пределах наиболее глубоких и тектонически активных частей рифта и аккумуляция металлоносных осадков с резким преобладанием эндогенного материала во впадинах-ловушках. На этом примере отчетливо проявляется важное значение геоморфологической обстановки в формировании рудных месторождений вулканогенно-осадочного генезиса.

#### Литература

- 1. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. I. Черное море.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 2, с. 49—90.
   Baumann A., Richter H., Schoell M. Suakin Deep: brines and hydrothermal sediments in the deepest part of the Red Sea.— Geol. Rundschau, 1973, Bd. 62, Hf. 3, p. 684-697.
- 4. Bäcker H. Fazies und chemische zusammensetzuhd rezenter ausfällungen aus mineralguellen im Roten Meer.- Geol. Jahrbuch, 1976, Hf. 17, S. 151-172.
- Bäcker H., Schoell M. New deeps with brines and metalliferous sediments in the Red Sea.—Nature phys. Sci., 1972, v. 240, № 103, p. 153—158.
   Bäcker H., Richter H. Die resente hydrothernal sedimentäre Lagerstätte Atlantis-II—
- Tief im Poten Meer.- Geol. Rundschau, 1973, Bd. 62, S. 697-741.
- 7. Bignell R. D., Ali S. S. Geochemistry and stratigraphy of Nereus Deep, Red Sea.-
- Geol. Jahrbuch, 1976, Hf. 17, S. 173-186.
  8. Bignell R. D., Cronan D. S., Tooms G. S. Red Sea metalliferous brine precipitates.— In: Metallogeny and Plate Tectonics/Ed. Strong D. F. Geol. Assoc. of Canada Sp. paper, 1976. 256 p.
- Bischoff J. L. Red Sea geothermal brine deposits: their mineralogy, chemistry and genesis.— In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea/Eds De-gens E. T. and Ross D. A. Springer Verlag Berlin Heidelberg New York, 1969, p. 368-401.
- 10. Geyh M., Höhndorf A. The contribution of complementary <sup>14</sup>C and Th/U analyses to the stratigraphy of the Red Sea sediments.—Geol. Jahrbuch, 1976, Hf. 17, p. 79—91. 11. Shanks W. C., Bischoff J. L. Geochemistry, sulfur isotope composition and accumula-
- tion rates of Red Sea geothermal deposits. Econ. geol., 1980, v. 75, p. 445-459.

**ГИН АН СССР** Москва

Поступила в редакцию 9.II.1983 УДК 551.352:553.32

# О ПРИРОДЕ 10 А МАРГАНЦЕВОГО МИНЕРАЛА Fe—Mn ОКЕАНИЧЕСКИХ КОНКРЕЦИЙ

## ЧУХРОВ Ф. В., ШТЕРЕНБЕРГ Л. Е., ГОРШКОВ А. И., ДРИЦ В. А., СИВЦОВ А. В., САХАРОВ Б. А., АЛЕКСАНДРОВА В. А., РУДНИЦКАЯ Е. С.

Комплексное изученые Fe—Mn океанических конкреций показало, что 10 Å марганцевый минерал, считавшийся ранее на основании рентгеновских анализов тодорокитом, является смешанослойным асболан-бузеритом.

В советской и зарубежной литературе в настоящее время повысилось внимание к океаническим Fe—Мп-конкрециям, экспериментальная добыча которых не так давно была начата промышленными компаниями некоторых стран.

Из марганцевых минералов Fe—Mn-конкреций указываются тодорокит (10 Å манганит), бернессит (7 Å манганит) и δ-MnO<sub>2</sub> (вернадит) [13, 14]. Наименее изучен 10 Å марганцевый минерал, определяемый рядом авторов как тодорокит. С этим минералом предположительно связывается повышенное содержание в нем малых и рассеянных элементов [12, 16, 17 и др.], в первую очередь Ni и Cu, суммарная концентрация которых в отдельных микрослоях достигает 5—7% [25]. Структуру тодорокита слагают цепочки сочлененных по ребрам октаэдров, которые образуют туннели [13, 14, 25]. В последних размещаются крупные катионы, такие, как Ca и Na, а также молекулы H<sub>2</sub>O.

Ф. В. Чухров с соавторами [7—9] на примере марганцевых руд из ряда континентальных месторождений и океанических Fe—Mn-конкреций с помощью микродифракции электронов и других методов показали наличие в природе нескольких структурных разновидностей тодорокита, различающихся значениями своих параметров (9,75; 14,6; 19,5; 24,4 Å).

Ф. Т. Мангейм [23] на основании сходства межплоскостных расстояний и интенсивностей отражений на рентгенограммах природного тодорокита (Чарко-Редондо, Куба) и 10 Å марганцевого минерала Fe—Mn-конкреций океанов (10 Å манганит В. Бузера и А. Грюттера [15]) сделал вывод об их тождестве. Вслед за Ф. Т. Мангеймом многие исследователи, также основываясь главным образом на результатах рентгеновского дифрактометрического анализа, считали, что 10 Å марганцевый минерал океанических конкреций имеет туннельную структуру и относится к тодорокиту. В частности, такую точку зрения о природе 10 Å марганцевого минерала изложили в недавней обобщающей работе такие известные специалисты, как Р. Бернс и В. Бернс [13, 14].

Р. Джиованоли с соавторами [18, 19] в отличие от большинства исследователей пришли к выводу, что 10 Å марганцевый минерал В. Бузера и А. Грюттера [15] эквивалентен синтезированной 10 Å марганцевой фазе — бузериту, который обладает слоистой структурой. Они полагали, что вследствие дегидратации и окисления он может переходить в тодорокит, который, по их мнению, представляет смесь бузерита, манганита (γ-MnOOH) и бернессита и по этой причине не может рассматриваться как индивидуальный минерал.

П. Хальбах и др. [20] установили, что прогревание в течение 10 ч при температуре 105°С на воздухе образцов из Fe—Mn-конкреций Тихого океана приводит к удалению молекулярной воды и разрушению структуры 10 Å марганцевого минерала. Сравнительное изучение тодорокита из Чарко-Редондо, Куба, и 10 А минерала из океанических Fe—Мп-конкреций с помощью химического, термического и рентгеновского анализов, микроскопии в отраженном свете и инфракрасной спектроскопии [11] указывает на их различия. Долговременный прогрев при температуре 110°С не оказывает влияния на тодорокит из Чарко-Редондо, а на дифрактометрических кривых образцов Fe—Мп-конкреций после прогрева отсутствовали отражения с d=10 Å.

В работах П. Хальбаха и др. [21] указывается, что при росте отношения Mn/Fe до 5 в конкрециях увеличивается содержание Ni и Cu; при переходе к более высоким отношениям Мп/Fe количество этих микроэлементов заметно уменьшается. На дифрактограмме образца ИЗ обогащенной Mn (45,3%) конкреции, характеризующейся понижен-ными содержаниями Fe (1,1%), Ni (0,5%) и Cu (0,3%), прогретого на воздухе в течение 2 ч при 105°С, вместо 10 Å отражения появляются два новых рефлекса с d=7,2 и 3,6 Å, отвечающих основным рефлексам бернессита (7 А манганита). После такой же температурной обработки 10 Å марганцевого минерала, богатого Ni и Cu, линии бернессита на рентгенограммах не установлены. Однако после 10 ч прогревания при 105°С структура таких минералов полностью разрушается. Основываясь на этих данных, П. Хальбах и его соавторы считают, что структура «10 Å манганита» устойчива в присутствии молекул воды и двухвалентных катионов в межслоях, если последние не окисляются в условиях дна океана. Преобразование «10 Å манганита» в бернессит в течение 2-часового прогревания происходит в окислительных условиях. В решетке бедного Ni и Cu 10 Å минерала основным межслоевым катионом является Mn<sup>2+</sup>, который летко может окислиться до Mn<sup>3+</sup>. Главное различие между 7 Å манганитом и 10 Å манганитом заключается в наличии в последнем дополнительного слоя легко удаляемой воды. Поэтому структурный переход между двумя минералами, по мнению этих авторов, является комбинацией процессов окисления и дегидратации, но эти преобразования возможны только при отсутствии в составе исходного минерала высоких содержаний Ni и Cu.

Проведенное Р. Соремом и Р. Фьюксом [26] детальное изучение ряда Fe—Мп-конкреций с определением химического (микрозондовый анализ) и минерального (рентгеновский анализ) состава показало, что вместе с 10 Å марганцевым минералом в подчиненных количествах обычен бернессит (7 Å манганит), что согласуется с данными Р. Джиованоли и др. [18, 19] о возможной трансформации бузерита в бернессит.

М. Хоффет и др. [22] при изучении осадков Галапагосского поднятия (Тихий океан) выделили два типа тодорокита — гидротермальный и гидрогенный. Прогревание гидрогенного тодорокита приводило к смещению его основных пиков на дифрактометрических кривых в область более высоких углов, в то время как гидротермальный тодорокит на такое температурное воздействие не реагировал, он оказался вообще более устойчивым по сравнению с гидрогенным минералом (10 Å манганитом).

Дж. Оствальд [24] главным образом на основании рентгеновских данных указал на существование различий между континентальными и морскими тодорокитами. По его данным, рентгенограммы тодорокитов морского происхождения содержат очень мало пиков, что указывает на структурное несовершенство минерала. Дифракционные картины тодорокитов континентального генезиса характеризуются большим набором рефлексов, включая 7,1; 3,2 Å и др.

Приведенные данные позволяют сделать вывод о том, что структурная и кристаллохимическая природа 10 Å марганцевого минерала Fe—Mn-конкреций океана, определяемого рядом авторов как тодорокит, до сих пор остается не раскрытой. По-видимому, это объясняется тем, что основная масса исследователей для установления океанических марганцевых фаз применяет главным образом рентгеновский дифрактометрический анализ. Однако с его помощью трудно получить

Химический	состав	Fe-Mn-конкреций,	%
------------	--------	------------------	---

№ станции	<sup>Fe</sup> вал	Мл <sub>вал</sub>	Mn/Fe	Mn²+	Ni	Си	Co
651	19,4**	71,1	3,66	3,40	3,58	2,65	0,80
675	22,3	69,4	3,11	3,05	3,18	2,30	0,36
649	22,3	67,6	3,03	3,12	2,53	2,53	0,70
655	41,5	51,7	1,24	2,48	1,72	0,83	0,49

\* В таблице использованы данные И. И. Вслкова и др. [1] и авторов статьи.

\*\* Содержания элементов даны в процентах к их сумме.

надежные структурные данные для минералов с низкой структурной упорядоченностью, высокой дисперсностью, образующих тонкие срастания и взаимопрорастания. Это было показано на примере асболанов [5, 6].

Задача авторов состояла в выяснении особенностей состава и строения 10 Å марганцевой фазы Fe—Mn океанических конкреций, описанной в отдельных работах под названием «тодорокит». Материалом для исследования послужили образцы Fe—Mn-конкреций и корок, поднятых во время 9-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» на ряде станций, расположенных по субширотному профилю, пересекающему акваторию Тихого океана на участке от Гавайских островов до побережья Мексики. Наиболее детально исследованы конкреции с четырех станций: 649 (17°58 с. ш., 130°09 в. д., глубина 4956 м), 651 (17°49 с. ш., 124°41 в. д., глубина 4350 м), 675 (19°02 с. ш., 116°22 в. д., глубина 3910 м) и 655 (18°39 с. ш., 113°33 в. д., глубина 3600 м).

Выбранные для изучения конкреции образовались в пелагиали океана при чрезвычайно малой скорости их роста и отличаются повышенным содержанием Ni, Cu и отчасти Co. Содержания Mn, Fe и названных элементов в изученных конкрециях приведены в табл. 1. За исключением образований со станции 655, конкреции обогащены марганцем (Mn/Fe=3,03-3,66).

Как видно в шлифах, для конкреций характерно колломорфное строение тонко чередующихся концентров и линзочек, сложенных окислами Mn и Fe, тончайшими кластогенными частицами глинистого и биогенного вещества. Серовато-белые тонко перемежающиеся прослойки окислов Mn и Fe при скрещенных николях изотропны; их величина отражения близка к величине отражения тодорокита и бернессита океанических Fe—Mn-конкреций, диагностированных с помощью рентгеновского метода [26]. Изучение конкреций проводилось в основном методами аналитической просвечивающей электронной микроскопии (микроскоп JEM-100 со встроенным гониометром и микрозондовой энергодисперсионной приставкой Кевекс-5100) в сочетании с дифрактометрическим рентгеновским анализом.

Просвечивающая электронная микроскопия позволяет получать для одного и того же микрокристалла размером менее 1 мкм изображение, микродифракционную картину и микрорентгеноспектральную характеристику. По сравнению с ренттеновским анализом метод микродифракции, как отмечено ранее [5], имеет значительные преимущества при изучении тонкодисперсных и плохо окристаллизованных минералов, к числу которых относится 10 Å марганцевая фаза океанических Fe—Mnконкреций. Электроны взаимодействуют с кристаллическим веществом примерно в 10<sup>3</sup> раз сильнее, чем рентгеновские лучи. Кроме того, от микрокристаллов размером менее 1 мкм можно получать электронограммы с точечными рефлексами, а при ренттеновском изучении тонкодисперсных минералов — кольцевые отражения, в результате чего интенсивность каждого точечного рефлекса как бы размазывается по сфере, что приводит к ослаблению отражений и исчезновению наиме-

3\*




Фиг. 2

Фиг. 1. Дифрактограммы образцов Fe—Mn-конкреций а — ст. 651; б — ст. 657; в — ст. 649; г — ст. 655; д — препарат после 2-часового выдерживания в вакууме; е — ст. 649, ориентированный препарат; ж — то же после насыщения глицерином; з — то же после прогрева до 250° С

Фиг. 2. Дифрактограммы образцов со ст. 651 после их обработки однонормальными растворами  $a - MgCl_2, \ 6 - MnCl_2, \ s - KCl, \ z - NaCl$ 

нее интенсивных из них. При микродифракционном изучении можно целенаправленно получать электронограммы от частиц с наибольшей степенью структурной упорядоченности.

Выполненное нами электронно-микроскопическое изучение марганцеворудного вещества конкреций со станций 651, 675, 649 и 655 включало последовательное получение с одной и той же частицы изображения микродифракционной картины и спектра характеристического рентгеновского излучения. Дифрактометрический анализ в свою очередь позволял получать сведения об относительном количестве окристаллизованных минералов и в первую очередь изучаемой 10 Å марганцевой фазы в общей массе вещества, слагающего конкреции (фиг. 1, *а*—*г*). Помимо электронной микроскопии и рентгеновского анализа Fe—Мп-конкреции изучались нами также с помощью инфракрасной спектроскопии, термического и других методов.

Для уточнения представлений П. Хальбаха с соавторами [20, 21] о природе 10 Å марганцевой фазы океанических конкреций нами проведено дифрактометрическое изучение образцов Fe-Mn-конкреций после их выдерживания в вакууме, насыщения глицерином и рядом катионов (Mg, Mn, K и Na) из однонормальных хлоридных растворов. Выдерживание препаратов в вакууме в течение 2 ч приводит к частичудалению из микрокристаллов структурно связанной ному воды (фиг. 1,  $\delta$ ,  $\partial$ ). При насыщении препаратов тлицерином наблюдается смещение основного пика с d в области 10-9,5 А в сторону больших углов θ, по-видимому, вследствие замещения в межслоях части молекулярной воды молекулами глицерина. При последующем нагревании препарата основной пик минерала вновь возвращается в первоначальное положение, что можно связать с удалением глицерина и последующей адсорбцией воды (фиг. 1, е-з). Флуктуация значений межплоскостных расстояний основного пика фиксируется на дифрактограм-



Фиг. 3. а — электронно-микроскопическое изображение пластинки смешанослойного бузерит-асболана, б — энергодисперсионный спектр рентгеновского характеристического излучения, электронограммы: в — с отражениями hko; г, д, е — с базальными рефлексами от частиц, в структуре которых чередуются приблизительно 60 и 40% (г, д), 65 и 35% (е) соответственно асболановых и бузеритовых пакетов

мах и при обработке материала конкреций Mg-, Mn-, К- и Na-однонормальными хлоридными растворами (фиг. 2, *a—e*).

В отличие от 10 Å минерала из конкреций тодорокит из Чарко-Редондо в соответствии с особенностями туннельной структуры не реагирует на вакуум, насыщение глицерином и указанными выше катионами. С другой стороны, совокупность приведенных выше данных свидетельствует о том, что океанический 10 Å марганцевый минерал, являющийся одним из основных в Fe—Mn-конкрециях, в отличие от тодорокита обладает мобильной структурой, в которой имеются межслои с легко удаляемой молекулярной водой.

Используя данные для асболанов [5], авторы настоящей работы вначале предположили, что 10 Å марганцевый минерал Fe—Mn-конкреций осадочного генезиса, обычно описываемый как тодорокит, является одной из модификаций асболанов. Это предположение основывалось на общем сходстве ренттеновских дифракционных картин сравниваемых минералов и прежде всего на близости значений  $d_{001}$ . В вакууме и при долговременном прогревании при 110° С величина межплоскостного расстояния основного малоуглового рефлекса у асболанов изменяется так же, как и для минерала из конкреций. С помощью электронного микроскопа в изученном материале Fe—Mn-конкреций Тихого океана были обнаружены марганцовистые чешуйчатые частицы (фиг. 3, a).

Их электронограммы (фиг. 3,  $\delta - \partial$ ) содержали, как и в случае асболанов, две системы отражений hko (фиг. 3, б) и единую серию базальных рефлексов. Однако в отличие от асболанов, дающих целочисленные серии отражений 001, дифракционные картины исследованного марганцевого минерала содержали нецелочисленную серию базальных отражений. Оказалось, что положение рефлекса с d=4.7 Å мало изменяется от частицы к частице. Величина этого рефлекса близка к doo2 асболанов в вакууме. Первый малоугловой рефлекс заметно смещен из положения целочисленной серии с doon=9,4 Å в сторону больших углов (фиг. 3, a-г). Для различных частиц зафиксированы значения d, равные 8,58; 8,8; 9,0 Å и др. Эти данные показывают, что изучаемая фаза Fe—Mn-конкреций является неупорядоченным смешанослойным минералом. При построении его структурной модели учитывались следующие экспериментальные данные. Две системы рефлексов hko свидетельствуют о присутствии в структуре асболановой составляющей. Наличие практически целочисленной серии базальных рефлексов с doon = =9,6 Å на рентгенограммах образцов в естественном состоянии и резкое ее нарушение в вакууме со смещением первого малоуглового рефлекса в сторону больших углов в показывает, что в структуре могут неупорядоченно чередоваться слоевые пакеты двух составляющих. Одна из них представлена асболановыми пакетами с высотой 9,6 А в естественном состоянии и ~9,4 Å в вакууме. Пакеты другой составляющей должны быть аналогичны по высоте асболановым в естественном состоянии и резко сжиматься вдоль оси с в вакууме вследствие удаления межслоевой воды. Такими характеристиками обладают паке-Известно, что ты (слой + межслой) структуры бузерита. бузерит в естественном состоянии имеет периодичность вдоль оси с, приблизительно равную 9,8 Å, а в дегидратированном состоянии — 7,0 Å (бернессит). Следовательно, модель структуры одного из основных минералов Fe—Mn-конкреций («тодорокита») можно представить состоящей из неупорядоченно чередующихся в разных соотношениях асболановых и бузеритоподобных (в вакууме — бернесситоподобных) пакетов. Были рассчитаны дифракционные характеристики для различных моделей смешанослойных структур с разным содержанием (W<sub>A</sub>: W<sub>B</sub>) чередующихся 9,4 (А) и 7,1 А (В) слоев:

$W_A : W_B$												
0,9	:0,1	0,8:	0,2	0,7	0,3	0,6	:0,4					
9,24	70	9,06	60	8,83	60	8,58	60					
4,70	140	4,71	220	4,72	200	4,75	180					
3,15	12	3,18	15	3,21	16	3,26	17					

На фиг. 4 (a, b) схематично показано строение пакетов в структурах асболана и бернессита. Относительные 2-координаты атомов для этих пакетов заимствованы из ранее опубликованных работ [5, 6]. Полиминеральный состав исследуемых образцов не позволяет рассчитать точную структурную формулу исследуемого минерала. На энергодисперсионных спектрах его отдельных частиц (см. фиг. 3, б) зафиксированы лишь катионы Mn, Ni и Ca (очень мало), Cu и Co не обнаружены — их содержание в частицах ниже чувствительности прибора (Кевекс — 5100), или они полностью отсутствуют в минерале. В этих услобернессита принималась халькофанитоподобная модель виях для с беспорядочным распределением вакансий (фиг. 4, б). структуры В межслоевые промежутки бернесситоподобных пакетов, по нашим представлениям, входят катионы Mn<sup>2+</sup>, количество которых устанавливалось в соответствии с формулой бернессита [10].

В дефектные октаэдрические слои асболановых пакетов, анионы которых представлены гидроксильными группами, помещались катионы Mn<sup>2+</sup>, Ni и Co в количественных соотношениях, указанных в табл. 1; общая сумма их равна 0,5 на элементарную ячейку слоя (как в Co—Ni-acболанах). Возможно, что основным катионом дефектных октаэдрических слоев в асболановой составляющей является Mn<sup>2+</sup>.



Фиг. 4

добного (б) пакетов

слойного асболан-бузерита

неупорядоченного

-MnO, (Mn<sup>2+</sup>, Co, Ni , Cu)(8H)<sub>2</sub> £4 Å 🜌 Mn<sup>2+</sup> Mn<sup>2+</sup>H<sub>2</sub>O V///// Фиг. 4. Схемы структур асбо-V////// ланового (а) и бернесситопо-77 Фиг. 5. Схема чередования асболаноподобных и бернесситоподобных пакетов в структуре 7777 смешано-*V//////* Ø ----

Фиг. 5

Са предположительно находится между «островками» дефектных слоев асболановой составляющей (как во всех асболанах).

Обоснование предложенной структурной модели получено путем сравнения ее рассчитанных дифракционных характеристик с экспериментальными данными. Расчет распределения интенсивностей базальных рефлексов для различных моделей смешанослойных структур, отличающихся содержанием чередующихся асболановых и бернесситоподобных пакетов, осуществлялся с помощью ЭВМ ЕС-1022 по формуле, предложенной В. А. Дрицем и Б. А. Сахаровым [2]. Предполагалось, что чередование асболановых и бернесситоподобных пакетов носит случайный характер, а их высоты в условиях вакуума равны соответственно 9,4 и 7,1 Å.

В табл. 2 приведены значения интенсивностей I и «кажущихся» межплоскостных расстояний d, которые определены для базальных

Дифракционные характеристики смешанослойных структур с чередующимися 9,4 и 7,1 А слоями

hk i	0,9:0,1	0,8:0,2	0,7 <b>:0</b> ,3	0,6:0,4		
	dÅ I	dÅ I	dÅ <i>I</i>	dÅ I		
001	9,24 70	9,06 60	8,83 60	8,58 60		
002	4,70 140	4,71 220	4,72 200	4,75 180		
003	3,15 12	3,18 15	3,21 16	3,26 17		

рефлексов из электронограмм, рассчитанных для моделей смешанослойных структур, отличающихся по содержанию разнотипных пакетов  $w_{\rm A}$ :  $w_{\rm B}$ . Принималось, что длина волны  $\lambda$  равна 0,037 Å. Рассеивающие способности атомов заимствованы из работы П. Хирша с соавторами [4].

Сравнение рассчитанных данных (табл. 2) с результатами измерения I и d базальных рефлексов на экспериментальных дифрактограммах свидетельствует об их вполне удовлетворительном соответствии, и можно заключить, что в структуре большинства изученных частиц асболано- и бернесситоподобные пакеты неупорядоченно чередуются в пропорциях от 0,6:0,4 до 0,7:0,3 соответственно. Частицы с другим соотношением  $w_A: w_B$  встречаются реже. На фиг. 3, *с*—*е* показаны электронограммы, которые характеризуются следующими приблизительными значениями d и I первых трех базальных отражений:

	d	Ι	d	Ι	d	Ι
Фиг. 3, г	8,0	60	4,70	180	3,20	10
Фиг. 3, д	8,55	70	4,70	180	3,20	7
Фиг. 3. е	8,70	45	4,70	180	3,20	10

Из табл. 2 видно, что для первых двух электронограмм экспериментальные данные хорошо согласуются с моделью структуры, в которой чередуются 60% асболановых и 40% бернесситоподобных пакетов. Значения d и I базальных отражений на электронограмме, изображенной на фиг. 3, e, свидетельствуют о том, что в исследуемой частице w<sub>A</sub>: w<sub>B</sub> равно 65:35.

Исследуемый Мп-минерал, по-видимому, целесообразно называть смешанослойным асболан-бузеритом по составляющим его структуру пакетам асболана и бузерита и по аналогии с такими названиями минералов, как смешанослойный каолинит-монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит и др. Это, по-видимому, второй пример природного образования, структуру которого нельзя описать с помощью единой решетки не только вдоль оси *с*, но и в базисной плоскости. Ранее такие структурные характеристики были отмечены для смешанослойного минерала хлорит — разбухающий хлорит [3].

В целом основой структуры исследуемого минерала можно считать двухмерно-непрерывные в пределах микрокристалла Мп⁴+-октаэдри₊ ческие слои (a<sub>0</sub>=2,83 Å), между которыми располагаются либо островковые слои  $(a_o = 3,03 \text{ \AA})$ , образованные гидроксильными анионами, октаэдры которых заполнены Mn<sup>2+</sup>, Ni, Co, Cu и др., либо слои молекул H<sub>2</sub>O, координирующие катионы Mn<sup>2+</sup>, и, возможно, другие катионы (бузеритовые межслои) (фиг. 5). Двухмерно-непрерывные Мп<sup>4+</sup>-октаэдрические слои, разделяющие межслои асболанового и бузеритового типа, по-видимому, содержат статистически распределенные дефекты (пустые октаэдры), обусловливающие отрицательный заряд этих слоев. Естественно, что от соотношения между островковыми гидроксильными слоями и бузеритовыми межслоями будет зависеть смещение первого малоуглового базального рефлекса в сторону больших углов  $\theta$ .

Выводы. 1. Показано, что 10 Å марганцевый минерал, отождествляемый многими исследователями с тодорокитом, в действительности является неупорядоченным смешанослойным асболан-бузеритом.

2. Для надежной диагностики тонкодисперсных и плохо окристаллизованных марганцевых минералов, слагающих Fe—Mn-конкреции, необходимо использовать комплекс различных физических методов, среди которых определяющими являются методы микродифракции электронов и локального рентгеноспектрального анализа на просвет в сочетании с рентгеновской дифрактометрией.

#### Литература

- 1. Волков И. И., Фомина Л. С., Ягодинская Т. А. Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана на разрезе Атолл Уэйк — побережье Мексики. — В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976, с. 186—204.
- 2. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
- 3. Новиков В. М., Берхин С. И., Горшков А. И., Дриц В. А., Органова Н. И., Рудницкая Е. С. Смешанослойный минерал хлорит-разбухающий хлорит.--Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 8, с. 98—105.
- А. Хирш П., Хови А., Николсон Р., Пэшли Д., Уэлан М. Электронная микроскопия. тонких кристаллов. М.: Мир, 1968. 574 с.
   Чухров Ф. В., Горшков А. И., Витовская И. В., Дриц В. А., Сивцов А. В., Рудниц-
- кая Е. С. Кристаллохимическая природа Со-Ni-асболана.- Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6, с. 73—81.
- 6. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А., Сивцов А. В., Диков Ю. П. Новая структурная разновидность асболана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 6, с. 69—77.
- 7. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Ермилова Л. П., Березовская В. В., Сивцов А. В. Минеральные формы нахождения марганца и железа в осадках океана.— Изв. АН
- СССР. Сер. геол., 1981, № 4, с. 5—21. 8. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Сивцов А. В. Новая структурная разновидность то-дорокита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 5, с. 88—91. 9. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Сивцов А. В., Березовская В. В. О структурных раз-

- v. 157, № 1, p. 63—65.
- Burns R. G., Burns V. M. The mineralogy and crystal chemistry of deep-sea manganese nodules, a polymetallic resource of twenty-first century.— Phil. Trans. Roy. Soc. L. A, 1977, v. 286, p. 283—301.
   Burns R. G., Burns V. M. Mineralogy.— In: Marine Manganese Deposits/Ed. Glashing C. D. Amsterderm. Eleving 1077 126.
- by G. P. Amsterdam: Elsevier, 1977, p. 185-248.
- 15. Buser W., Grutter A. Uber die Natur der Mangan-Knolen.- Schweiz. mineral. und petrograf. Mitt. 1956, B. 36, p. 49-62. 16. Calvert S. E., Price N. B. Geochemical variation in ferromanganese nodules and as-
- sociated sediments from the Pacific Ocean.— Marine Chem., 1977, v. 5, № 1, p. 43-47
- 17. Cronan D. S., Tooms J. S. The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian Oceans .-- Deep-See Res., 1969, v. 16, № 4,
- p. 353-359. 18. Giovanoli R., Feiknecht W., Fischer F. Reduction von Mangan (111) mangan (IV) mit Zimtalkohol.— Helv. Chim. Acta, 1971, B. 54, p. 1112—1124. 19. Giovanoli R., Burki P. Comparison of x-ray evidence of marine manganese nodules
- and nonmarine manganese ore deposits. Chemia, 1975, v. 29, p. 266—269.
  20. Halbach P., Oskara M., Hense I. The influence of metal content the physical and mineralogical properties of pelagic manganese nodules. Mineral. Deposita (Berl.), 1975, v. 10, Nº 4, p. 397-411. 21. Halbach P., Scherhag C., Hebisch U., Marchig V. Geochemical and mineralogical
- central of different genetic types of deep-sea nodules from the Pacific Ocean .- Mine-
- central of different genetic types of deep-sea houses from the racine occan. Anne rail. Deposita (Berl.), 1981, v. 16, № 1, p. 59-84.
  22. Hoffert M., Person A., Courtiois C., Karpoff A. M., Trouth D. Sedimentology, mineralogy and geochemistry of hydrothermal deposits from Holls 424, 424A, 424B and 424C (Galapagos Spreading center). Init. Reports DSDP, 1980, v. 54, p. 339-393.
  23. Manheim F. T. Manganese-iron accumulation in schallow-water environment. Narrouth Contents Contents and Cont
- raganseft Marine lab. Occasional Publ., 1965, v. 3, p. 217-235.
- Ostwald J. Some observations on todorocites from marine and terrestrial environments.— Mineral. Mag., 1982, v. 46, № 4, p. 253—256.
   Turner S., Buseck P. Todorokity: A new family of naturally occurring manganese oxides.— Science, 1981, v. 212, № 29, p. 1024—1027.
   Sorem R. K., Fewkes R. H. Internal characteristics.— In: Marine Manganese Deposition of the Characteristics.
- sits/Ed. Glasby G. P. Amsterdam: Elsevier, 1977, p. 147-183.

ИГЕМ АН СССР, ГИН АН СССР Москва

Поступила в редакцию 22.XI.1982

.

УДК 549.67+551.762.763.1(261)

# КЛИНОПТИЛОЛИТ ИЗ ЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ (по материалам глубоководного бурения)

ЛОГВИНЕНКО Н. В., ПОПОВА Е. А.

В статье рассматриваются результаты исследования клиноптилолита из юрских и нижнемеловых отложений Северной Атлантики, вскрытых скважинами глубоководного бурения.

Авторы исследовали клиноптилолиты из юрских и нижнемеловых отложений Северной Атлантики, вскрытых скважинами 398Д, 105А, 101А, пробуренных по международной программе IPOD «Гломаром Челленджером».

Клиноптилолит изучался главным образом во фракции 0,1—0,05 мм<sup>4</sup> оптическими методами, дифрактометрически и под электронным микроскопом, химический состав клиноптилолита определен на микроанализаторе «Комбекс» с ЭДС-спектрометром.

Скважина 398Д, пробуренная в восточной части Северной Атлантики на глубине 3900 м на южном склоне Галисийской банки, вскрыла нижнемеловые отложения в интервале 980—1740 м. В пределах этого интервала В. А. Басовым и др. [6] выделено три толщи (фиг. 1, 2).

Толща I (1740—1665 м) представлена пелитоморфными нанофоссилиевыми известняками, в различной степени глинистыми и алевритистыми с маломощными прослоями известковистых глинисто-алевритистых пород. Возраст толщи готрив—баррем. Клиноптилолит отмечен в мазковых шлифах [10] в количестве до 1%, но в изученных нами образцах не был встречен.

Толща II (1665—1525 м) сложена разнородными породами, среди которых преобладают терригенные, и имеет ритмическое строение, выраженное в чередовании песчано-алевритовых, алеврито-глинистых прослоев и специфических грубообломочных скоплений, сложенных угловатыми, угловато-окатанными обломками пелитоморфных известняков (отложения мутьевых потоков). Возраст толщи баррем—апт. Глинистый материал представлен монтмориллонитом (65—80%), гидрослюдой (10—25%), содержание каолинита и хлорита незначительное. Карбонатный материал представлен остатками нанофоссилий и фораминифер, кремнистый — раковинами радиолярий.

Клиноптилолит встречен по всему разрезу толщи в количестве до 7% (мазковые шлифы [10]), во фракции 0,1—0,05 мм обнаружен лишь в верхней части толщи в количестве до 10% (фракция 0,1—0,05 мм обычно не превышает 20% объема всей породы, но в некоторых образцах достигает 50—60%).

Толща III (1525—980 м) имеет преимущественно глинистый состав. По облику и составу она близка к толще так называемых черных глин (или черных сланцев, по терминологии других авторов). Возраст толщи нижний альб—верхний альб. Глинистые минералы этой толщи представлены монтмориллонитом (50—80%), гидрослюдой (10—20%) в нижней и верхней частях, а в средней части количество гидрослюды достигает 45%. В верхней части толщи появляется палыгорскит (от 1 до 45%), содержание каолинита и хлорита незначительное. Карбонатный мате-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Во фракции диаметром менее 0,05 мм клиноптилолита значительно больше, однако выделить чистый клиноптилолит невозможно.







Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов скважин 1 — цеолиты; 2 — известняк; 3 — глинистый известняк; 4 — черные глины; 5 — пелагические глины; 6 — песок; 7 — глины с прослоями сидерита; 8 — алеврит

риал представлен остатками нанофоссилий и фораминифер, кремнистый — обломками раковин радиолярий. По всему разрезу толщи встречаются прослои сидерита и железисто-марганцевые микроагрегаты.

Клиноптилолит обнаружен по всему разрезу, максимальное содержание его в верхней части толщи достигает 30% (мазковые шлифы [10]), а во фракции 0,1—0,05 мм более 95% (фракция 0,1—0,05 мм составляет 3—5% объема породы).

Скважина 101А пробурена у восточного побережья Северной Америки на широте мыса Гаттераса на глубине 4868 м. Скважина вскрыла нижнемеловые отложения в интервале 250—691 м. В пределах интервала Ч. Д. Холистером и др. [11], И. Ланцелотом и др. [14] выделено снизу вверх две толщи (см. фиг. 1, 2).

Толща I (599—691 м) сложена нанофоссилиевыми известняками с прослоями глинистого материала. Для разреза характерна текстура течений, оползания, и обнаруживаются следы биогенного перемешивания осадка. Возраст толщи неоком. Клиноптилолит в этой толще нами не встречен.

Толща II (250—599 м) представлена высокоуглеродистыми глинами. Возраст толщи баррем — апт. Основными глинистыми минералами в толще являются монтмориллонит (55—75%) и гидрослюда (10—15%), содержание каолинита и хлорита незначительное. Карбонатный материал состоит из остатков кокколитов, кристаллов и агрегатов сидерита, кремнистый — из раковин радиолярий и их фрагментов.

Клиноптилолит обнаружен в мазковых шлифах [11] в количестве до 25%, во фракции 0,1—0,05 мм присутствует в верхней части толщи до 30% (эта фракция составляет обычно около 1% объема породы).

Скважина 105А, пробуренная у восточного побережья Северной Америки на широте Нью-Йорка на глубине 5251 м, вскрыла верхнеюрские и нижнемеловые отложения в интервале 289—691 м. Эти отложения разделены Ч. Д. Холистером и др. [12] и И. Ланцелотом и др. [14] снизу вверх на три толщи (см. фиг. 1 и 2).

Толща I (622—559 м) сложена красно-коричневыми глинистыми нанофоссилиевыми известняками с текстурами оползания, следами течений. Возраст толщи оксфорд — кимеридж. Основными глинистыми минералами являются монтмориллонит (более 70%), гидрослюда (до 25%), содержание каолинита небольшое. Клиноптилолит обнаружен в мазковых шлифах [12].

Толща II (559—403 м) представлена серыми нанофоссилиевыми известняками с примесью глинистого материала. В разрезе толщи обнаружены текстуры течений, оползания и биотурбаций. Возраст толщи титон — валанжин.

Глинистые минералы представлены монтмориллонитом (до 80%), гидрослюдой (до 20%); каолинита и хлорита не обнаружено. Клиноптилолит присутствует во всем разрезе (мазковые шлифы [12]), во фракции 0,1—0,05 мм количество его обычно 5—15% (содержание этой фракции составляет 4—5% от всего объема породы).

Толща III (403—289 м) сложена высокоуглеродистыми глинами баррем-аптского возраста. Основными глинистыми минералами толщи являются монтмориллонит (65—85%); гидрослюда, каолинит и хлорит содержатся в незначительных количествах.

Клиноптилолит обнаружен по всему разрезу в мазковых шлифах до 75% [12], во фракции 0,1—0,05 мм слагает практически всю фракцию (содержание фракции 0,1—0,05 мм до 5%).

Таким образом, сводный разрез верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северной Атлантики состоит из двух частей: нижней — карбонатной, представленной красноватыми глинистыми известняками верхней юры и белыми пелитоморфными известняками неокома, и верхней существенно глинистой, представленной «черными» глинами барремапт-альбского возраста, обогащенных органическим веществом (см. фиг. 2).

Клиноптилолит является сквозным минералом, присутствующим во всех литологических типах отложений и на любых стратиграфических уровнях в пределах нижнего мела. Содержание клиноптилолита колеблется в довольно широких пределах — от долей процента до 95—100% во фракции 0,1—0,05 мм, что составляет от долей процента до 5—7% общего объема отложений и в 2—3 раза выше во фракциях диаметром <0,05 мм.

Максимальное содержание клиноптилолита приурочено к верхней части нижнемеловых отложений — верхнему альбу и ассоциирует с глинами, обогащенными органическим веществом.

Клиноптилолит встречается обычно совместно с пиритом и карбонатами, а повышенные концентрации его наблюдаются там, где имеются остатки кремнистых организмов, а также присутствуют выделения глауконита, фосфатов и сульфидов — пирита, сфалерита [4].

В нижнемеловых отложениях Северной Атлантики отчетливо выделяются два типа клиноптилолита.



Фиг. 3. Сростки призматических и таблитчатых кристаллов клиноптилолита. Образец 398-63-1 из скв. 398Д. Сканирующий электронный микроскоп, увел. 1000



Фиг. 4. Сростки призматических кристаллов клиноптилолита и коленчатые двойники Образец 105-12-2, скв. 105А. Сканирующий электронный микроскоп, увел. 500

I. Призматические и таблитчатые кристаллы с коленчатыми сростками и двойниками. При больших увеличениях видны грани роста кристаллов (100), (001) и некоторые другие (фиг. 3, 4). Довольно часто клиноптилолит развивается внутри раковин радиолярий, а отдельные кристаллы и агрегаты включают в себя фрагменты раковин радиолярий, захваченные при росте кристаллов.

II. Мелкоагрегатные разновидности, кристаллическое строение которых видно только при больших увеличениях. Мелкие агрегаты часто выполняют раковины радиолярий. Подобные образования были описаны в работе А. Г. Коссовской и др. [2] и названы «шарами». Мелкоагрегатный клиноптилолит во фракции 0,1—0,05 мм присутствует в сравнительно небольшом количестве, в более тонких фракциях преобладает.

Показатели преломления клиноптилолита колеблются в пределах от 1,475 до 1,480, двупреломление 0,001—0,003, так что кристаллы при скрещенных николях часто кажутся изотропными. Угасание обычно косое, углы угасания небольшие, иногда почти прямые, удлинение отрицательное.

На дифрактограмме обнаружены следующие характерные рефлексы, Å: 8,9 — (020), 7,8 — (200), 5,9 — (111), 4,45 — (040), 3,93 — (221), 3,18 — (022), 2,93 — (151) и некоторые другие. Наличие отражения 3,18 Å, характерного также для филлипсита, возможно, свидетельствует о наличии ничтожной примеси этого минерала.

Химический состав клиноптилолитов приведен в таблице. Во всех изученных образцах отношение Si к Al в пределах 4,34—5,28 сумма одновалентных катионов всегда превышает сумму двухвалентных катионов. Среди одновалентных катионов всегда преобладает К, что соответствует типичным клиноптилолитам по классификации Д. Болса [7]. Содержание Fe, Mn, Mg и Ca в анализированных образцах, как правило,

Компоненты	Черные глины восточной части Северной Атлантики												
	398-63-1**	398-73-3	398-74- <b>6</b>	398-84-3	398-87-2	398-88-2	398-91- <b>2</b>						
$SiO_2$ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> E=0 ***	65, <b>0</b> 5 11,35	66,42 11,32	64,41 12,07	65,76 12,03	62,68 12,07 、	67,56 10,82	65,07 11,20						
MnO MgO	0,07	-	0,19	0,14 0,07	0,25	0,20	0,06						
CaO BaO K <sub>2</sub> O	0,63 1,53 7,00	0,99 0,58 6,16	0,73 0,80 7,94	0,87 1,34 6,82	0,56 2,25 7,30	0,70 0,69 6,89	1,62 0,14 3,61						
Na2O H2O ****	0,93 14,90	0,77 13,94	1,01 13,65	0,93 13,01	1,09 16,05	0,76 13,07	2,19 16,25						

Каждый анализ представляет отдельное зерно.

\*\* Номера образцов. \*\*\* Суммарное Fe дано в виде FeO. \*\*\*\* Н<sub>2</sub>О расчетное

незначительное, и вариации содержания не имеют закономерного характера. Связь этих величин с глубиной от поверхности дна и литологическими типами отложений не установлена. Аналогичные результаты получены С. Стоницифер [17] по скважине 105А.

Кристаллохимические формулы клиноптилолита имеют следующий вид:

Образец 398-63-1 (Na<sub>0,83</sub>, K<sub>4,12</sub>) (Mn<sub>0,03</sub>, Mg<sub>0,05</sub>, Ca<sub>0,38</sub>, Ba<sub>0,20</sub>) (Al<sub>0,04</sub>)  $\cdot$  $\cdot$  [Al<sub>6,18</sub>, Si<sub>29,89</sub>O<sub>72</sub>]24H<sub>2</sub>O;

Образец 398-84-3 (Na<sub>0.84</sub>, K<sub>3.98</sub>) (Fe<sub>0.14</sub>, Mn<sub>0.05</sub>, Mg<sub>0.05</sub>, Ca<sub>0.42</sub>, Ba<sub>0.20</sub>).  $\cdot (Al_{0,04})[Al_{6,48}, Si_{29,60}O_{72}]21H_2O;$ 

 $K_{4,19}$ ) (Mg<sub>0,20</sub>, Ca<sub>0,65</sub>, Ba<sub>0,01</sub>) (Al<sub>0,02</sub>) · 105-12-4 Образец (Na<sub>0,18</sub>,  $\cdot$  [Al<sub>6,23</sub>Si<sub>29,82</sub>O<sub>72</sub>]15H<sub>2</sub>O.

Большой интерес представляет распределение Ва в клиноптилолите. Из таблицы видно, что Ва обогащает клиноптилолиты из скважины 398Д, в то время как в других скважинах содержание Ва в минерале незначительно или вообще ничтожно. Распределение Ва отчетливо коррелируется с его содержанием в осадках. Содержание Ва в осадках скв. 398Д в пределах 0,1-0,2%, в то время как в других скважинах на порядок меньше (0,01-0,04%).

Вероятно, причины повышенного содержания Ва объясняются глубоководностью отложений и их обогащенностью органическим веществом [1]. В процессе диагенеза Ва осадков и поровых вод обогащал формирующиеся там клиноптилолиты, изоморфно замещая Са и К. Связь клиноптилолита с монтмориллонитом, установленная М. Кастнером и С. Стоницифер [13], С. Стоницифер [17], Дж. Болсом и В. Вайсом [8] и др., подтверждается результатами наших исследований, а связь с пирокластикой, на которую указывали многие авторы [2, 3, 5, 9, 16 и др.], не наблюдается. Косвенным указанием на пирокластический материал может служить обилие монтмориллонита, который по общепринятым представлениям возникает в процессе изменения вулканического стекла.

Выводы. 1. Клиноптилолит распространен во всей толще нижнемеловых отложений Северной Атлантики, но максимальное его содержание приурочено к баррем-апт-альбским глубоководным существенно монтмориллонитовым глинам, обогащенным органическим веществом.

2. Отсутствие прямой связи клиноптилолита с пирокластикой и ассоциация его с повышенным содержанием органического вещества и остатками кремнистых организмов свидетельствуют о том, что он является продуктом диагенеза и, вероятно, образовался путем синтеза в поровых. водах.

			Черные г	Черные глины западной части Северной Атлантики								
 398-96-4	398-99-2	398-107-3	105-12-2	105-12-4	105-17-1	101-7-1						
 63,99 12,12  0,99 1,45 7,85 1,27 15,97	65,08 12,01 0,17 0,17 1,33 2,28 4,64 0,69 15,91	$ \begin{array}{c} 62,63\\ 12,16\\ 0,31\\\\ 1,20\\ 2,79\\ 4,56\\ 1,36\\ 17,78\\ \end{array} $	70,4912,690,320,975,651,937,95	$\begin{array}{r} 68,48\\12,07\\0,15\\\hline \\0,32\\1,40\\0,05\\7,51\\0,22\\9,85\\\end{array}$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	67,00 12,44 0,06 0,18 0,81 0,75 7,73 1,07 10,71						

3. Состав клиноптилолита по основным показателям не обнаруживает<sup>-</sup> закономерных связей с типом пород и глубиной их залегания.

4. Повышенное содержание Ва в клиноптилолите хорошо коррелируется с содержанием Ва в осадках.

### Литература

- 1. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 213 с. 2. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Кац М. Я. Генетические типы цеолитов клиноптилолит-гейландитовой группы континентов и океанов.— В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980, с. 8—30.
- 3. Логвиненко Н. В., Осипова З. В. Цеолиты в осадочных породах.— Литол. и полезн. ископ., № 3, 1969, с. 134—140. 4. Попова Е. А. Характеристика минерального состава крупноалевритовой фракции
- верхнеюрских и нижнемеловых отложений Центральной Атлантики (по данным глубоководного бурения). — В кн.: Стратиграфия и палеогеография Северной Ат-
- лантики в меловом периоде. Л., 1980, с. 93—97. 5. Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. Литолого-фациальные типы глубоководных пела-гических (красных) глин Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6, c. 17—37
- c. 11-31.
  6. Basov V. A., Lopatin B. G., Gramberg I. S. et al. Lower Cretaceous litostratigraphy near Galicia Bank.— Init. Reports DSDP. Wash., 1979, v. XLVII, pt 2, p. 683-717.
  7. Boles I. R. Composition, optical properties, cell dimensions and thermal stability of same heulandite group zeolites.— Amer. Miner., 1972, v. 57, № 9-10, p. 1463-1493.
  8. Boles I. R., Wise W. S. Nature and origin of deep-sea clinoptilolite.— In: Natural zeolites, Tueson, Oriz, 1976, Oxford ect., 1978, p. 235-243.
  9. Bonatti E. Zeolites in Pacific pelagic sediments.— Trans. N. Y. Acad. Sci. Ser. II, 1963 v. 25 p. 938-948.

- bonath L. Zeomes in Pacific penagic sediments.— Irans. N. Y. Acad. Sci. Ser. II, 1963, v. 25, p. 938—948.
   Chamley H., Debrabant P., Foulon I. et al. Mineralogy and geochemistry of cretaceous and cenozoic Atlantic sediments of the Iberian Peninsula (site 398, DSDP, leg. 47B).— Init. Reports DSDP. Wash., 1979, v. XLVII, p. 429—450.
   Hollister Ch. D., Ewing I. L., Habib D. Site 101: Blahe Bahama outer ridge (souther and ).— Init Reports DSDP.
- Hollister Ch. D., Ewing F. E., Habib D. Site 105: Diale Database difference in the second se
- and Indian Oceans.- In: Natural zeolites. Tucson, Oriz, 1976. Oxford. ect., 1978, p. 199--220.
- 14. Lancelot Y., Hathaway I. C., Hollister Ch. Lithology of sediments from the western North Atlantic, leg. XI. Deep-sea drilling project .- Init. Reports DSDP. Wash. 1972, v. XI, p. 901—950. 15. Mumpton F. A. Natural zeolites: a new industrial mineral commodity.— In: Natural
- 10. mampion F. A. Natural zeontes: a new industrial mineral continuativ.— in: Natural zeolites. Tucson, Oriz, 1976. Oxford ect., 1978, p. 3—27.
  16. Rex R. W. Authigenic silicates formed from basaltic glass by more the 60 million years contact with sea water, Sylvania Guyot, Marshall Islands.— In: Clays and clay minerals, Proc. 15th Nat. Conf. Tokyo. 1967, № 15, p. 195—203.
  17. Stonecipher S. A. Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep sea sodimetric. Chem Goci. 1076. № 17 p. 207. 219
- in deep-sea sediments.— Chem. Geol., 1976, № 17, p. 307-318.

ЛГУ, НПО Севморгео Ленинград

Поступила в редакцию 23.1Х.1982

УДК 551.35+550.4+551.782.12(470.6)

# О ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ СРЕДНЕГО МИОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

## НЕДУМОВ Р. И.

Рассмотрены литолого-фациальные особенности среднемиюценовых отложений в пределах двух крупных структур Центрального Предкавказья— Ставропольского свода и Беломечетского прогиба. Изучено поведение ряда химических элементов в различных типах пород чокрака — карагана Центрального Предкавказья.

В течение ряда лет сотрудниками Лаборатории геохимии осадочных пород и руд ГИН АН СССР проводились литолого-геохимические исследования среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья [28—32 и др.]. В результате был построен более чем 300-километровый субширотный литолого-фациальный профиль, состоящий из девяти детально описанных и опробованных разрезов среднего миоцена, располагавшихся в различных структурно-фациальных зонах Терско-Каспийского краевого прогиба.

В настоящей работе на основе изучения разрезов в пределах Ставропольского свода и Восточно-Кубанского прогиба рассматриваются некоторые особенности литологии и геохимии среднего миоцена Центрального Предкавказья. Иными словами, изучаемый литолого-фациальный профиль продолжается дальше на запад, в Центральное Предкавказье.

В пределах Центрального Предкавказья выделяется ряд крупных тектонических элементов: Ставропольский свод, Манычский прогиб, Восточно-Кубанский прогиб, Минераловодский выступ, Лабино-Малкинская моноклиналь, западная часть Терско-Кумской впадины, погребенный кряж Карпинского (фиг. 1).

Особый интерес для наших целей имеет геологическое строение и история развития Ставропольского свода и Восточно-Кубанского прогиба (точнее, его восточной части — Беломечетского прогиба), в пределах которых располагаются изученные разрезы. Первый из них находится в юго-восточной части Ставропольского поднятия, на западном склоне горы Брык, второй и третий — в Беломечетском прогибе: в обнажениях по правому берегу р. Кубань (начиная от оврага Яман-Джалга) и в обнажениях по левому берегу р. Большой Зеленчук, в районе аула Эрсакон.

Ставропольский свод представляет собой крупнейшую положительную структуру Предкавказья. Он является частью огромной области поперечного воздымания, протягивающейся через Большой Кавказ, Предкавказье, на Русскую платформу и разделяет две крупные впадины — Терско-Кумскую и Азово-Кубанскую. Ставропольский свод сформировался на базе выступа палеозойского складчатого фундамента<sup>4</sup>. Он хорошо выражен геоморфологически и представляет собой изометричное сооружение, немного вытянутое в субмеридиональном направлении и слегка наклоненное на юго-восток [22]. Западный и юго-западный склоны Ставропольского поднятия крутые, а восточный относительно пологий. Максимальные размеры свода с севера на юг 240 км, а с запада на восток — 200 км [15]. Фундамент сводового поднятия приподнят на значительную

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Возможно, что возраст фундамента докембрийский и он представляет собой обломок южной части Украинского щита (один из блоков Ростовско-Сальского выступа). Наличие докембрийского фундамента под Ставропольским сводом предполагали еще А. Д. Архангельский [1] и В. П. Ренгартен [19]; об этом же свидетельствуют геофизические данные [25].



Фиг. 1. Тектонические зоны и геоструктуры Центрального Предкавказья [12] с использованием данных З. А. Табасаранского [26] и В. А. Голякова [8]

I — Лабино-Малкинская моноклиналь; II — Минераловодский выступ; III— Восточно-Кубанский прогиб; IV — Ставропольский свод (IVa — Северо-Ставропольский вал, IVб — Южно-Ставропольский вал); V — Терско-Кумская впадина; VI — Манычский прогиб; VII — кряж Карпинского; VIII — Азово-Кубанская впадина; I — границы тектонических зон, 2 — локальные геоструктуры, 3 — разрезы: А — по р. Большой Зеленчук, Б — по р. Кубань, В — на горе Брык

высоту относительно смежных структур (величины абсолютных отметок палеозойских пород, вскрытых скважинами на Ставропольском своде, колеблются в большинстве случаев от 1000 до 1500 м). Наиболее высокаи часть фундамента находится в пределах южной части свода, в районе Надзорненской структуры (-763 м) [7].

Ставропольский свод отделен от соседних структур крупными разломами субширотного и субмеридионального простирания. На юге Ставропольское поднятие по Невинномысскому разлому, входящему в крупную южную шовную зону Кавказского простирания, граничит с Беломечетским прогибом. На севере, по Манычской шовной зоне, — с Манычским прогибом. На западе и на востоке Ставропольский свод по наиболее крупным из субмеридиональных разломов, Западно-Ставропольскому и Восточно-Ставропольскому, граничит соответственно с Кропоткинской впадиной, представляющей собой самую восточную часть Азово-Кубанской, и с Чернолесской впадиной, являющейся западной окраиной Терско-Кумской впадины. На юго-востоке он смыкается с Минераловодским выступом [25].

Если по строению фундамента Ставропольское поднятие представляет собой единую структуру (блок), то в строении осадочного комплекса выделяются Северо-Ставропольский и Южно-Ставропольский валы (или группы антиклинальных поднятий), разделенные Спицевским, Ново-Марьевским и Егорлыкским прогибами и Центрально-Ставропольской седловиной [14, 25].

Северо-Ставропольская система поднятий представлена большой группой крупных изометричных структур с пологими крыльями (Северо-Ставропольская, Кугультинская, Безопасненская и др.) типично платформенного строения [7].

Южно-Ставропольская группа поднятий представляет собой узкий (20—30 км в поперечнике) линейный вал кавказского простирания, осложненный антиклинальными поднятиями, также вытянутыми в субширотном направлении и обладающими иногда достаточно крутыми падениями слоев, т. е. эта группа структур имеет черты переходные от геосинклинального типа к платформенному. В районе одной из мелких антиклинальных структур этого вала (Крым-Гиреевской) и располагается первый из изученных разрезов (гора Брык).

Другим крупным тектоническим элементом Центрального Предкавказья является Восточно-Кубанский прогиб (ВКП). Согласно данным сейсморазведки, гравиметрии и бурения, ВКП представляет собой тектонический элемент эпигерцинской платформы, не имеющий генетической связи с Азово-Кубанским краевым прогибом [21].

ВКП протягивается от слияния рек Кубани и Лабы в сторону Кавказских Минеральных вод более чем на 200 км. Ширина прогиба от 50 км на западе до 15—20 на востоке. Этот глубокий линейно-вытянутый прогиб на севере граничит с Южно-Ставропольским валом, на юге и западе с Лабино-Малкинской моноклинальной зоной и Адыгейским выступом, а на востоке замыкается Минераловодским выступом. Границы, как правило, проходят по разломам — на севере по Невинномысскому и Темиргоевскому (Южная шовная зона), на юге — по Черкесскому.

В строении ВКП различаются более мелкие структурные элементы. Так, М. Р. Пустильников [18] выделяет Воздвиженский, Советский и Беломечетский прогибы, а М. Ф. Мирчинк и др. [14] — Лабинский и Беломечетский прогибы, разделенные флексурными перегибами. В пределах Центрального Предкавказья располагается Беломечетский прогиб; протяженность его достигает 120 км. Два из изученных разрезов территориально располагаются в Беломечетском прогибе. Первый, по р. Кубань, ближе к северному борту прогиба, второй, по р. Большой Зеленчук, ближе к его осевой части и западнее первого.

Среднемиоценовые отложения Центрального Предкавказья в разное время изучались многими исследователями [5, 6, 9, 10, 16, 17]; все они отмечали большое литолого-фациальное разнообразие, а также значительные латеральные и вертикальные изменения в миоцене Ставрополья, что затрудняло расчленение и сопоставление отдельных разрезов.

Исследовавшаяся толща подразделяется на тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты.

Отложения тарханского горизонта ограниченно развиты в пределах Центрального Предкавказья. На большей части территории они подверглись размыву предчокракской трансгрессией и известны лишь в Беломечетском прогибе и в восточной части района, в окраинной зоне Терско-Кумской впадины, т. е. в наиболее погруженных участках.

Тарханский горизонт маломощен (первые метры), лишь в районе станицы Трехсельской достигает 40 м [8] и представлен серыми, зеленоватосерыми, коричневато-серыми известковистыми глинами, как правило, с тонким (0,1—0,2 м) прослоем плотного серого мергеля с многочисленной фауной Amussium denudatum Reuss, Spirialis tarchanensis Kittl и др.

В разрезе горы Брык тарханский горизонт вообще не встречен, а контакт майкопа и чокрака скрыт в осыпи. В разрезах по рекам Кубань и Большой Зеленчук тарханский горизонт сложен коричневато-серыми и темно-серыми карбонатными тонкослоистыми глинами с характерной тарханской фауной. Мощность его не превышает 5 м.

Чокракский горизонт развит повсеместно, за исключением ряда северных районов Центрального Предкавказья, где отложения карагана лежат на размытой поверхности майкопских глин. Максимальная мощность чокрака (660 м) отмечена в юго-восточной части изученного района [8]. Минимальные мощности (10—40 м) встречены в центральной части Ставропольского свода; к северу горизонт выклинивается.

Отложения чокрака очень пестры по составу, характеризуются большой фациальной неустойчивостью и невыдержанными мощностями, что обусловлено сложной тектонической обстановкой в среднем миоцене Центрального Предкавказья. Так, например, в разрезе р. Кубань при переходе по простиранию слоев на 2,5—3 км выклинивается более чем 10-метровая пачка глин, мощности песчаных прослоев заметно изменяются, некоторые из прослоев также выклиниваются, причем выклиниваются довольно резко. То же происходит в обнажении по р. Большой Зеленчук, где наблюдалось уменьшение мощности песчаного прослоя от 2,5 м до 0 на расстоянии всего около 20 м.

В распространении чокракских пород по площади наблюдается определенная фациальная зональность, отмеченная рядом исследователей [10, 16, 33 и др.].

В центральной части Ставропольского свода чокракские отложения представлены маломощной толщей (12-15 м) зеленовато-серых песчанистых глин, с прослоями песков и песчаников, редких мергелей; в западной и юго-западной частях Центрального Предкавказья — беспорядочным переслаиванием песчанистых глин, песков и песчаников. Мощность отложений к западу и юго-западу увеличивается до 70-80 м, а в пределах Кропоткинской впадины даже до 150 м. На юге Ставропольского свода и в пределах Беломечетского прогиба чокракский горизонт слагают в основном песчаные и песчано-глинистые пласты со следами размывов мощностью порядка 60-70 м. Наконец, на востоке и юго-востоке Центрального Предкавказья, на восточном крыле Ставропольского свода и в особенности в западной части Терско-Кумской впадины (Чернолесская впадина) накапливались в основном глинистые осадки. Глины плохо отсортированные алевритистые с прослоями ракушечников и галечников [3]. Мощность чокрака достигает здесь нескольких сотен метров.

Наши данные в целом подтверждают эту общую картину. В разрезе горы Брык чокракские отложения представлены толщей песчаных, песчано-глинистых пород с подчиненными прослоями мергелей и галечников, редко чистыми глинами (фиг. 2). Здесь в чокраке можно выделить три пачки: нижнюю и верхнюю песчано-глинистые и среднюю песчаную. Нижняя пачка почти целиком закрыта осыпями, однако по имеющимся обнажениям можно судить о ее песчано-глинистом составе. Средняя пачка сложена песками и песчаниками, а в верхней вновь появляется заметное количество глинистого материала.

Как видно из табл. 1, примерно половину мощности разреза составляют пески и песчаники, причем есть основания полагать, что они также слагают скрытую осыпями часть разреза. Среди песков преобладают светлые крупно-среднезернистые кварцевые, довольно хорошо отсортированные, хотя встречаются и разнозернистые разности с примесью глинисто-алевритового материала. Крупность зерна некоторых песчаных прослоев увеличена за счет нарастания на песчинки карбонатной оторочки.

Значительную часть разреза (около 20%) слагают пачки, представленные тонким, часто волнистым переслаиванием светлых песчаных, а также коричневато-серых и зеленовато-серых глинистых слойков с преобладанием песчаного материала. Мощность глинистых слойков обычно 0,5—1 см, а песчаных — 4—8 см. Глинистые слойки по простиранию часто выклиниваются.

Относительно мощные прослои глин (0,8—1 м) встречаются редко, глины составляют всего около 5% мощности чокрака. Глины коричневато-серые, коричневые, реже зеленые и черные. Темные разности (коричневые и черные), как правило, слоистые и относительно чистые, зеленые — неслоистые и всегда несколько обогащены песчано-алевритовым материалом.

В разрезе чокрака по р. Кубань (см. фиг. 2) довольно четко выделяются три пачки: нижняя, представленная темными алевритистыми глинами, средняя, сложенная разнообразными песками и песчаниками, и верхняя — пачка зеленых, зеленовато-серых и коричневато-серых глин.

В Кубанском разрезе, как и на г. Брык, главенствующую роль в чокраке играют песчаные и песчано-алевритовые отложения (см. табл. 1), однако их относительное значение уменьшается. Среди песков и песчаников преобладают мелкозернистые и плохо отсортированные разности с нередкими прослоями ракушечников, мелкой гальки, следами размы-

4\*



Фиг. 2. Сопоставление литолого-фациальных колонок Центрального Предкавказья 1 — глины; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — переслаивание глин и песков; 5 — строматолитовые образования; 6 — размывы; 1 — разрез по р. Большой Зеленчук; II — разрез по р. Кубань; III — разрез на горе Брык

вов, косой слоистостью. Значительно меньше здесь распространено переслаивание глин и песка, зато шире представлены глины.

Глины неслоистые плотные, карбонатные, сильнопесчанистые, иногда содержащие линзочки песка и мелкую гальку. Слоистость в глинах наблюдалась лишь в нижней пачке.

Как уже отмечалось, проводить сопоставление разрезов среднего миоцена в Центральном Предкавказье чрезвычайно трудно ввиду отсутствия маркирующих горизонтов и крайне большой литологофациальной изменчивости как по вертикали, так и по латерали. Поэтому, очевидно, наиСоотношение различных типов пород в разрезах среднего миюцена Центрального Предкавказья

			Тархан	+ чокрак			Караган + конка						
Порода	1		2		3		1		2			3	
	м	%	м	%	м	%	м	%	м	%	iw	%	
Пески и песчанйки Глины Переслаивание глин и песчаников Алевролиты Мергели Строматолитовые образования Осыпи	$ \begin{array}{r}     33,9 \\     33,7 \\     5,4 \\     16,6 \\     0,4 \\     \hline     14,0 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 32,6\\ 32,4\\ 5,2\\ 16,0\\ 0,4\\ \hline 13,5 \end{array} $	$ \begin{array}{r} 35,5\\17,3\\8,0\\-\\2,7\\-\\1,0\end{array} $	55,0 26,8 12,4 $-4,2-1,6$	$ \begin{array}{r} 34,0\\3,5\\14,5\\-\\0,9\\-\\21,5\end{array} $	$ \begin{array}{c} 45,7\\ 4,7\\ 19,5\\ -\\ 1,2\\ 28,9 \end{array} $	102,0 25,4 0,5 2,1 1,7 9,0	72,5 18,1 0,4 1,5 1,2 6,4	5,2 44,2 0,7  3,5 -?	9,7 82,5 1,3 — 6,5 —	25,13,524,0 $-0,30,111,0$	39,2 5,5 37,5  0,5 0,2 17,1	

Примечание. 1 — р. Большой Зеленчук; 2 — р. Кубань; 3 — гора Брык; М — мощность, м.

Таблица 2

Средневзвешенные содержания химических элементов в среднемиоценовых отложениях для разных типов пород

Разрез	Города	Fe	Mn	Ti	Р	C <sub>opr</sub>	CO2	v	Cr	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Мо	Zr
P 839€3	1.000	%					%										
г. Брык (Ставрополь- ский свод) р. Кубань (Беломечет- ский прогиб)	Глины Пески и песчаники Глины Пески и песчаники	3,27 1,34 3,72 1,44	0,07 0,08 0,09 0,04	0,46 0,15 0,42 0,17	0,04 0,04 0,05 0,03	0,32 0,08 0,25 0,04	2,70 13,80 5,92 8,14	144 26 119 33	100 21 78 32	24 13 25 12	26 11 27 11	24 7 21 8	43 12 45 15	16 5 19 9	1,3 0,9 1,6 0,9	1,5 0,8 1,3 1,0	143 93 157 132

более правомерно вести сопоставление разрезов на уровне пачек, а не отдельных слоев и горизонтов (см. фиг. 2).

Разрез по р. Большой Зеленчук, как и кубанский, расположен в Беломечетском прогибе, однако несколько западнее, в его более погруженной части. Это обстоятельство и обусловило некоторые различия в строении разрезов. Здесь в толще чокрака также выделяются три пачки — глинистая, песчаная и вновь глинистая, но в отличие от р. Кубань роль песчаного материала еще более снижается, а глинистого возрастает (см. табл. 1). Сопоставление разрезов показывает, что нижняя и верхняя пачки в целом подобны своим аналогам по р. Кубань, зато мощность средней песчаной пачки увеличивается здесь почти в 2 раза. Характерно для этой пачки преобладание мелкозернистых глинистых песков и песчаников, а также появление прослоев алевролитов и песчанистых глин.

Отложения *карагана* и *конки* рассматриваются нами совместно ввиду трудности их расчленения, а также в связи с незначительной мощностью конкских слоев. Мощность конкского горизонта обычно не превышает 10—12 м даже в наиболее полных разрезах.

Караганские отложения известны на всей территории Центрального Предкавказья. В пределах Ставропольского свода они литологически и фаунистически сходны с чокракскими, что затрудняет проведение границы между чокраком и караганом [4]. В юго-западных разрезах эта граница обычно проводится по маломощному пласту конгломерата, маркирующему размыв, и по массовому появлению раковин Spaniodontella; в восточных районах этот пласт фациально замещается песком с включением мелкого гравия [7].

Косвенным указанием на положение границы с чокраком может служить наличие в самой нижней части карагана пачки глин, содержащих прослои строматолитовых известняков.

Максимальной мощности караган, как и чокрак, достигает в юго-восточной части Центрального Предкавказья. Здесь караганский горизонт представлен в основном глинистой фацией, а его мощность достигает 350 м и более [2, 8].

В пределах Ставропольского свода мощность карагана колеблется от 20 м на севере до 80 на юге [4]. Здесь преобладают песчано-глинистые отложения.

В Беломечетском прогибе караганский горизонт сложен темно-серыми глинами с тонкими прослоями охристых песков, песчаников, плитчатых мергелей и конкрециевидных «бриозоевых известняков» [5]. В плотной пелитоморфной массе карбонатных пород хорошо различимы трубочки спирорбисов и серпул, а в пустотах встречаются скопления раковин Spaniodontella. «Бриозоевые известняки», по-видимому, представляют собой строматолитовые образования. Мощность караганских отложений в Беломечетском прогибе достигает 150—170 м.

В разрезе на горе Брык граница между чокраком и караганом проводится по прослою конгломерата мощностью 0,2 м. Отложения карагана здесь литологически близки чокракским и отличаются несколько повышенным количеством глинистого материала (см. табл. 1). Пески и песчаники обычно серые и желтовато-серые, иногда с фигурными «сучковатыми» обособлениями [6]. Пески, как правило, мелкозернистые, обогащенные глинистым материалом. В карагане значительно возрастает относительное количество переслаивания глин и песков, причем в отдельных пачках мощности прослойков глин и песка схожи. Чистых глин, как и в чокраке, в караганском горизонте немного, и глинистость растет в основном за счет большого количества пачек переслаивания.

В нижней части карагана залегают два тонких прослоя серпуловых известняков, которые, возможно, являются аналогами строматолитовых образований Беломечетского прогиба. Малое количество таких прослоев и их небольшие мощности (5—10 см), по-видимому, обусловлены большим количеством песчаного материала, избыток которого приводит к подавлению роста строматолитов [13]. Мощность карагана около 65 м. В разрезе по р. Кубань контакт чокрака и карагана проводится по прослою разнозернистого песчаника, который по простиранию (в обнажении, расположенном в 2,5—3 км от основного разреза) становится крупнозернистым, содержит гальку кварца и мергелей, а на отдельных участках образует галечник изменчивой мощности (5—20 см). Караганские отложения здесь и по всему Беломечетскому прогибу отличаются резким преобладанием глинистого материала над песчаным. В карагане Беломечетского прогиба более или менее отчетливо выделяются две пачки: нижняя, в которой развиты довольно многочисленные строматолитовые постройки и встречаются редкие песчаные прослои, и верхняя существенно глинистая пачка, где мелкий песчано-алевритовый материал не образует прослоев, а тонко переслаивается с глинами при явном преобладании последних. В кубанском разрезе верхняя пачка обнажается только в самой нижней своей части, верхи ее и контакт с сарматом закрыты осыпями.

Глины в карагане р. Кубань зеленовато-коричневые и коричневые, карбонатные, плотные, как правило, неслоистые или неяснослоистые, с тонкими прослойками и линзочками песчано-алевритового материала. Песчаные прослои невелики по мощности (0,5—1 м) и сложены мелкозернистыми глинистыми разностями. В разрезе известно восемь горизонтов строматолитов, мощность которых колеблется от 0,1 до 1 м. По простиранию мощности строматолитовых прослоев изменяются в отдельных случаях до полного исчезновения горизонта.

В разрезе по р. Большой Зеленчук нижняя караганская пачка отличается еще меньшим количеством песчаного материала. Прослои песчаников практически исчезают. Количество горизонтов строматолитовых построек сокращается до пяти. Глины похожи на свои аналоги в разрезе по р. Кубань. В верхней караганской пачке они представлены коричневыми, коричневато-серыми и серыми разностями с тонкими прослойками (примазками) мелкозернистого песчаного, сильнослюдистого материала. В глинах встречаются редкие раковины Spaniodontella, реже Mohrensternia, в верхней пачке попадаются рыбные остатки. В глинах нередки прослои желтовато-серых песчанистых, реже плотных серых мергелей. Песчаные прослои отсутствуют, но имеются пачки переслаивания глин и песка, где глины преобладают. В самой верхней части разреза раковины Spaniodontella исчезают, а вместо них появляются тонкостенные Abra reflexa Eihw. Эти слои обычно относят уже к конкскому горизонту [7].

Рассмотрим теперь кратко историю геологического развития Центрального Предкавказья в миоцене.

Как самостоятельный структурный элемент Ставропольское поднятие выделилось еще в палеозое [27], однако накануне среднего миоцена, в майкопское время, территория Центрального Предкавказья была опущена и как бы снивелирована под один «тектонический уровень» со смежными областями (фиг. 3, *A*).

С неогена Большой Кавказ испытывал все нарастающее поднятие. Воздымание носило сводово-глыбовый характер, при этом большую роль играли поперечные к кавказскому простиранию разломы, что проявилось в формировании Ставропольского поднятия [7] (фиг. 3, Б). Отложения тарханского горизонта накапливались еще в условиях сравнительной стабильности геотектонического режима. В предчокракское время имели место интенсивные вертикальные движения положительного знака, вследствие чего к концу тархана почти вся территория Центрального Предкавказья была выведена из-под уровня моря и подверглась размыву [11, 12]. Это воздымание было кратковременным и в чокраке сменилось трансгрессией моря во всем Предкавказье, однако Ставропольский свод в течение чокракского времени был значительно приподнят и являл собой зону мелководья.

В пределах Ставропольского свода на фоне общей чокракской трансгрессии наблюдались дифференцированные движения как нисходящие, так и восходящие. Рост локальных поднятий Северо-Ставропольской и



Фиг. 3. Палеотектоническая схема Предкавказья [7] А — майкопское время; Б — средний миоцен — антропоген; I — области поднятия и размыва в пределах платформы; 2 — области накопления осадков майкопской свиты; 3 — области погружения и накопления кварцево-песчаных и ракушечно-известняковых осадков в пределах платформы; 4 — передовые и межгорные прогибы с накоплением моласс; 5 — геоантиклинали Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии; 6 — области, втянутые в поднятие в среднем — позднем миоцене; 7 — контуры главнейших прогибов

Южно-Ставропольской систем, резко усилившийся в период общего воздымания, частично продолжался и во время трансгрессии моря [26]. Об этом свидетельствуют неполнота разрезов на локальных поднятиях и мелководные условия осадконакопления.

В ядрах отдельных антиклиналей Невинномысского поднятия (Южно-Ставропольский вал) — Александровской, Убеженской, Надзорненской мощность чокрака сокращается до 1,5—1 м и фиксируются резкие угловые несогласия с майкопом. Это указывает на интенсивный рост локальных структур в чокраке и общее воздымание Невинномысского поднятия, центр которого был, очевидно, сушей [20].

Регрессия в конце чокрака и новая караганская трансгрессия существенно не изменили обстановки на Ставропольском своде. В Беломечетском прогибе в течение всего среднего миоцена преобладали устойчивые нисходящие движения.

Основными источниками сноса для среднемиоценового палеобассейна являлись Русская платформа и Кавказский остров. Как было показано ранее [29], главенствующую роль в поставке терригенного материала в Восточном Предкавказье играла Русская платформа. Обломочный материал доставлялся крупными платформенными палеореками, а затем разносился течениями по чокракско-караганскому водоему, причем в эпохи усиления гидродинамической активности палеоводоема огромные массы песчаного материала переносились на значительное расстояние.

Ставропольский свод в чокракско-караганское время был покрыт мелководным морем, плоское дно которого плавно погружалось на восток (навстречу течениям), причем антиклинальные поднятия Северо-Ставропольского и в особенности Южно-Ставропольского валов образовывали отмели и острова.

По В. А. Гроссгейму и К. Ф. Коротковой [9], Ставропольский свод является западным окончанием Восточно-Предкавказской терригенноминералогической провинции, основным источником обломочного материала которой была Русская платформа. Об этом говорит повышенное содержание таких характерных для кристаллических пород Русской платформы и устойчивых к механическому разрушению минералов, как ставролит и дистен, наличие чистых кварцевых песчаников с хорошо окатанными зернами и некоторые другие признаки [3]. В то же время для граничащего со Ставропольским поднятием Беломечетского прогиба источник сноса в чокракский водоем был, по-видимому, смешанным (Русская платформа и Кавказский остров), а в караганском явно преобладал материал с Кавказского острова.

Таким образом, начиная со среднего миоцена, Предкавказский палеобассейн разделился на две части. Литологические и геохимические особенности восточной части палеоводоема тесно связаны с поставками материала крупными реками Русской платформы, с изменениями гидродинамической активности водоема и в значительно меньшей степени с поступлением материала с низменного Кавказского острова.

Центральная часть Предкавказья, а точнее, — Ставропольское сводовое поднятие, интенсивно воздымавшееся с начала среднего миоцена, стало служить преградой для течений, разносивших обломочный материал по бассейну. Если в чокраке какая-то часть грубого терригенного материала в периоды максимальной гидродинамической деятельности еще прорывалась сквозь архипелаги островов Южно- и Северо-Ставропольского валов (так, например, образовалась средняя песчаная пачка чокрака в Беломечетском прогибе), то в карагане весь обломочный материал, доставляемый течениями с востока и северо-востока, садился в мелководном море, ограниченном архипелагами островов и отмелей. В процессе локальных размывов, повсеместно фиксируемых в чокракскокараганской толще Ставрополья, происходило дополнительное отделение песчаного материала от глинистой примеси.

Основным источником сноса терригенного материала для западной части среднемиоценового бассейна был, очевидно, Кавказский остров, однако, вероятно, не стоит сбрасывать со счета и влияние северной и северо-западной суши, хотя оно могло быть ощутимым только при наличии относительно крупных рек.

Для рассмотрения особенностей поведения малых элементов в среднемиоценовых породах Центрального Предкавказья нами было изучено 35 образцов песчаников и 36 образцов глин по двум разрезам (гора Брык — Ставропольский свод и р. Кубань — Беломечетский прогиб). В этих образцах химическим путем определялись Fe, Mn, P, Ti, CO<sub>2</sub>, C<sub>opr</sub>, спектральным количественным анализом V, Cr, Ga, Ge, Mo, Ni, Co, Cu, Pb и рентгено-флуоресцентным — Zr. По результатам анализов были подсчитаны средневзвешенные (по мощности) содержания этих компонентов в разрезах отдельно для глин и песчаников. Результаты вычислений представлены в табл. 2. Исходя из таблицы нетрудно выделить две уже знакомые нам по работам в Восточном Предкавказье [29] группы элементов.

Первая группа включает V, Cr, Ga, Ti, отчасти Fe и Zr. Компоненты этой группы характеризуются тем, что их содержания в песках и песчаниках возрастают от горы Брык к р. Кубань. Как ранее было показано, носителем этих химических элементов является алевритовая фракция [31]. Обогащение песков и песчаников р. Кубань алевритовой примесью по сравнению с их аналогами на горе Брык свидетельствует о механической дифференциации обломочного материала, приносившегося в пределы Центрального Предкавказья. Иначе ведут себя элементы первой группы в глинах: их содержания в разрезе р. Кубань снижаются по сравнению с разрезом горы Брык, что объясняется меньшей примесью алевритового материала в кубанских глинистых толщах. Эти факты подтверждают высказанное ранее положение о поступлении основной массы обломочного материала с северо-востока. Ставропольское поднятие в среднем миоцене представляло собой подводную преграду для течений: в периоды значительной активности гидродинамики оно задерживало более крупнозернистые чистые кварцевые пески, пропуская через себя в Беломечетский прогиб мелкозернистые пески с алевритовой примесью. Наоборот, в периоды относительного покоя алевритовый материал поступал преимущественно в пачки переслаивания и глинистые пласты Ставрополья, увеличивая содержания элементов первой группы, в то время как в Беломечетском прогибе осаждались чистые, обедненные этими элементами глины. Необычное поведение Fe в глинах (рост его содержания от г. Брык к р. Кубань), по-видимому, связано с поступлением в Беломечетский прогиб обломочного хлорита с размываемых юрских отложений Кавказа.

Вторая группа элементов включает в себя Ni, Co, Cu, Pb, Mo, Ge. Их поведение сходно как в глинах, так и в песчаниках: содержания увеличиваются от горы Брык к р. Кубань. Как выяснилось при изучении геохимии отложений среднего миоцена Восточного Предкавказья [31], максимальные содержания элементов второй группы обычно наблюдаются в тонких глинистых фракциях. В связи со сказанным становится очевидным: различные породы Беломечетского прогиба содержат относительно большее количество глинистой фракции и соответственно в них повышаются концентрации элементов второй группы, что также подтверждает роль Ставропольского поднятия как преграды на пути грубого терригенного материала.

Содержания С<sub>орг</sub> в среднемиоценовых отложениях Центрального Предкавказья невысоки и обычно не превышают 0,5%. Этот факт подтверждает положение о связи содержаний С<sub>орг</sub> в основном с жизнедеятельностью фитопланктона [29], так как содержания остаются очень низкими (ниже, чем в Восточном Предкавказье), несмотря на то, что бентосные организмы пользуются широким распространением.

Основные массы фитопланктона продуцировались, по-видимому, вблизи устьевых частей крупных рек, а затем его остатки разносились течениями по водоему, т. е. вели себя сходно с терригенным материалом. Следовательно, содержания С<sub>орг</sub> на Ставропольском своде, где задерживалась основная масса обломочного материала, должны быть несколько выше, чем в Беломечетском прогибе. Это предположение подтверждается при расчетах — средние содержания С<sub>орг</sub> в Беломечетском прогибе немного ниже (см. табл. 2).

Особняком стоят такие элементы, как Mn и P. Однако их своеобразное поведение скорее всего обусловлено не геохимическими особенностями, а недостаточной чувствительностью химического анализа, дающего, как правило, лишь одну значащую цифру и практически нивелирующего особенности геохимии этих элементов. Это замечание отчасти относится и к Mo.

Подводя итоги, следует отметить следующее.

Ставропольское сводовое поднятие, начав интенсивно развиваться в среднем миоцене, разделило Предкавказский палеобассейн на две ча-

сти — восточную и западную, отличавшиеся источниками сноса, характером гидродинамики и, возможно, особенностями морфометрии.

На Ставропольском своде в чокракско-караганское время существовал мелководный бассейн с большим количеством конседиментационных антиклинальных структур, представлявших собой острова или отмели. Такой характер водоема обусловливал аккумуляцию в его пределах поступавшего с северо-востока грубого терригенного материала, т. е. поднятие выступало в роли ловушки для грубой терригенной взвеси.

Условия осадконакопления в пределах Беломечетского прогиба были несколько иными: водоем здесь являлся своеобразным отстойником, в котором накапливались тонкие, глинистые взвеси.

Некоторое количество песчаного материала (в основном в чокракское время) в периоды повышенной гидродинамической активности палеоводоема перемещалось в Беломечетский прогиб, однако основным источником сноса для него, по-видимому, являлся Кавказский остров и в какой-то мере, возможно, северо-западная суша.

В целом такое различие в характере седиментации двух смежных участков миоценового палеоводоема порождало геохимические различия их осадков, поскольку основная масса химических элементов мигрировала в реках и осаждалась на дно палеоморей в виде взвесей; осуществлялось грандиозное механическое фракционирование осадочного материала, существование которого в современных морях многократно показывал Н. М. Страхов [23, 24].

#### Литература

- 1. Архангельский А. Д. Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и примыкающих к ней частей Кавказского хребта.— Бюл. МОИП, 1926, т. 20, № 1—2, с. 3—7. 2. Бизнигаев А. Д. Основные черты геологического развития Ставропольского под-
- нятия. Тр. Акад. нефт. пром., 1956, вып. 3, с. 36-48.
- 3. Благонравов С. А. К петрографической характеристике отложений чокракского горизонта Центрального Предкавказья. Тр. Грозненского нефт. ин-та, 1951, сб. 10, 2. 37—44.
- 4. Бурштар М. С. Геология и нефтегазоносность Предкавказья и Крыма. Л.: Гостопгехиздат, 1960. 215 с.
- 5. Буряк В. Н. Миоценовые отложения Восточной Кубани. Тр. Красноярск. фил. Всес. нефт.-газ НИИ, 1960, вып. 3, с. 67-82.
- 6. Гатуев С. А. Обзор осадочных образований площади листа Д-З пятиверстной карты Кавказа.— Изв. Геол. ком., 1927, т. 45, № 6, с. 693—703. 7. Геология СССР. Т. IX, Северный Кавказ, ч. 1. М.: Недра, 1968, с. 760. 8. Голяков В. А. Геологическое строение Ставропольского газоносного района.—Гео-
- логия нефти, 1958, № 1, с. 7—15. 9. Гроссгейм В. А., Короткова К. Ф. Терригенно-минералогические провинции чокрак-

- Гроссеейм В. А., Короткова К. Ф. Герригенно-минералогические провинций чокрак-ского и караганского бассейнов на территории Северо-Западного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 5, с. 69—79.
   Жижченко Б. П. Средний миоцен.— В кн.: Стратиграфия СССР, Т. XII. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1940, с. 61—229.
   Лотиев Б. К., Смирнова М. Н., Дзитиев А. Х., Стерленко Ю. А. Этапы геологиче-ского развития Ставрополья в период альпийского тектогенеза.— Тр. Грозненск. нефт. ин-та, 1962, сб. 26, с. 16—26.
   Лотиев Б. К., Стерленко Ю. А., Осинский Г. Д. Тектонические зоны и геострукту-ры Ставропольского края.— Тр. Грозненск. нефт. ин-та, 1960, сб. 25, с. 49—69.
   Маслов В. П. Строматолиты. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 187 с. (Тр. ГИН АН
- 13. Маслов В. П. Строматолиты. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 187 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 41). 14. Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Основные черты
- тектоники Предкавказья. В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспек-
- тектоники Предкавказья. В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965, с. 19—37.
  15. Пальцева К. Ф., Судариков Ю. А. Тектоника и нефтегазоносность северной части эпиварисцийской Предкавказской плиты. В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР и вопросы подземного хранения газа. М.: Недра, 1968, с. 55—77. (Тр. Треста Союзбургаз, вып. 7).
  16. Пилоченко Г. Е. Анализ фаций и распределения мощностей чокракского горизонта Центрального Предкавказья. Тр. Донск. политехн. ин-та, 1960, т. 50, с. 41—55.
  17. Прокопов К. А. Главнейшие результаты работ в области Ставропольского поднятия. Тр. геол. службы Грознефти, 1937, вып. 8, с. 7—27.
  18. Пустильников М. Р. О тектонике Западного Предкавказья. Сов. геология, 1957, сб. 57. с. 197—207.

- сб. 57, с. 197—207. 19. Ренгартен В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа.— Тр. III Всес. съезда геологов, вып. 2. Ташкент, 1930, с. 31-42.

- 20. Ростовцев К. О., Буряк В. Н. Основные этапы геологической истории и современная структура Восточно Кубанского прогиба и прилегающих районов Большого Кавказа.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1959, № 2, с. 36—49.
- 21. Сократов Б. Г. О Восточно-Кубанской впадине Центрального Предкавказья.-
- Докл. АН СССР, 1958, т. 119, № 6, с. 1209—1211. 22. Стратиграфия, тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа и Крыма. М.: Недра, 1969. 240 с. (Тр. ВНИГРИ, вып. 71). 23. Страхов Н. М. Осадкообразование в Черном море.— В кн.: Образование осадков
- в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 81-136.
- Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 292).
   Судариков Ю. А. Основные тектонические элементы эпигерцинской платформы
- Предкавказья. В кн.: Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР.

- тов в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-Су.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6, с. 103—117. 29. Холодов В. Н., Недумов Р. И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточно-
- го Предкавказья. М.: Недра, 1981. 205 с.
- 30. Холодов В. Н., Радионова Э. П. О находке строматолитов в караганских отложениях Восточного Предкавказья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 1, с. 125— 130.
- 31. Холодов В. Н., Недумов Р. И., Лубченко И. Ю. Распределение железа, титана, марганца и малых элементов в различных фракциях среднемиоценовых отложений
- Восточного Предкавказья. Литол. и полезн. ископ., 1979, № 6, с. 50—60. 32. Холодов В. Н., Туровский Д. С., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. О вероятном составе взвесей, поступавших в миоценовые палеобассейны юга СССР.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1210—1213. 33. Юдин Г. Т. Особенности геологического строения газоносных горизонтов кайнозоя
- Центрального Ставрополья. -- В кн.: Развитие газовой промышленности СССР. М.: Гостоптехиздат, 1960, с. 38-63.

гин ан ссср Москва

Поступила в редакцию 27.XII.1982 УДК 552.523+551.781.3(470.6)

## ПАЛЕОСТРУКТУРА И ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ПАЛЕОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

### МАСЛЯЕВ Г. А., КОТЕЛЬНИКОВ Д. Д., ЛАЗАРЕВА В. М., ТЕР-ГРИГОРЬЯНЦ Л. С., ТУРТЫГИНА А. С.

Изложены результаты изучения латерального и вертикального распространения глинистых минералов палеоценовых отложений Предкавказья. Глинистые минералы представлены диоктаэдрической гидрослюдой, триоктаэдрическим хлоритом, монтмориллонит-гидрослюдистым смешанослойным образованием и монтмориллонитом, развитым спорадически в Западном Предкавказье. Выделены две четкие аномалии содержания гидрослюды и хлорита, которые не имеют прямой связи с палеоструктурным планом палеоценового водоема, но в плане хорошо совпадают с палеопрогибами орогенного этапа развития осадочного чехла Предкавказья, а также с положительными геотермальными аномалиями. Делается вывод о том, что такое совпадение палеопрогибов и геотермальных аномалий с максимумами развития глинистых минералов этого типа обусловлено катагенетическими процессами.

В геологической истории формирования осадочного чехла Предкавказья выделяются два крупных этапа — платформенный и орогенный [13—16].

Геохронологически платформенный этап охватывает юрский и меловой периоды, палеоценовую и эоценовую эпохи. Этот этап подразделяется на две стадии геологического развития — раннеплатформенную (юра — ранний мел) и позднеплатформенную (поздний мел — эоцен). Палеоструктурный план отдельных стратиграфических подразделений (свит, ярусов) позднеплатформенной стадии развития, а также особенностей распространения слагающих их пород довольно близки между собой. В целом отложения верхнего мела, палеоцена и эоцена составляют верхнеплатформенную надформацию [14], в разрезе которой на палеоценовые отложения приходится значительная по мощности ее часть. Эта надформация подразделяется на три формации: карбонатную, карбонатно-терригенную, терригенно-карбонатную, развитые соответственно в пределах Восточного, Центрального и Западного Предкавказья, границы между которыми простираются примерно с юго-запада на северо-восток. Отмеченное латеральное распределение формаций позднеплатформенной стадии развития Предкавказья обусловлено различием в условиях осадконакопления, которые предопределялись в основном тектоническими движениями. Эти движения влияли на распределение глубин морского бассейна и на интенсивность осадконакопления, что в свою очередь отражалось и на характере распространения аллотигенных глинистых минералов.

Преобразование аллотигенных глинистых минералов наиболее интенсивно происходит при погружении пород на большие глубины [9—11], в зону повышенных давлений и особенно температур, т. е. оно обусловлено различными постседиментационными палеоструктурными условиями. Разнонаправленные тектонические движения в постседиментационный период создавали неравномерную термобарическую обстановку в пределах площади распространения палеоценовых отложений.

Авторами статьи были проведены исследования с целью выявления взаимосвязи палеоструктурного плана и геотермических условий образования изученных пород с особенностями современного вертикального и латерального распределения глинистых минералов палеоценовых отложений Предкавказья.



Фиг. 1. Палеоструктурные и геотермическая карты Предкавказья А — палеоструктурная карта палеоценовой эпохи; Б — палеоструктурная карта подошвы палеоценовых отложений в мамайское время позднего миоцена; В — геотермальная карта изученных образцов пород палеоцена. Составил Г. А. Масляев 1 — скважины, в которых изучены глинистые минералы; 2 — для А — изопахиты палео-

1 — скважины, в которых изучены глинистые минералы; 2 — для А — изопахиты палеоценовых отложений (в м); для Б — изопахиты палеоцен-нижнесарматских отложений (в км); для В — геоизотермы изученных образцов (в °С); 3 — выходы на дневную поверхность допалеогеновых пород; 4 — область отсутствия палеоценовых отложений вследствие размыва; цифрами в кружках обозначены: І — Беломечетский и II — Чернолесский палеопрогибы и геотермические максимумы; III — Ставропольский палеосвод и геотермический минимум









Фиг. 2. Дифрактограммы глинистой фракции <0,001 м пород палеоцена I — Родниковская площадь, верхний эльбурган, глубина 1908 м, аргиллит алевритистый, слабокарбонатный; II — Лысогорская площадь, нижний эльбурган, глубина 1053 м, глина алевритистая, карбонатная; III — Мирненская площадь, нижний эльбурган, глубина 2327 м, аргиллит, слабо-алевритистый, карбонатный; IV — Староминская площадь, свита Горячего ключа, глубина 1210 м, глина тонкодисперсная, некарбонатная; V — Некрасовская площадь, нижний эльбурган, глубина 2877 м, алевролит глинистый, кварцево-глауконитовый, карбонатный; VI — Темиргоевская площадь, нижний эльбурган, глубина 3244 м, глина тонкодисперсная, слабокарбонатная. Препараты: а исходный; б — насыщенный этиленгликолем; в — насыщенный глицерином; г — прокаленный в течение 2 ч при 600° С; базальные отражения даны в Å

Исследование проводилось путем сравнительного анализа палеоструктурных карт с картами распространения глинистых минералов. Морфология палеоструктур бассейна осадконакопления была выявлена по анализу карты распределения мощности морских отложений палеоцена (фиг. 1, *A*). Для выяснения влияния тектонических движений на постсе-



Фиг. 3. Схемы содержания гидрослюды в породах палеоцена. (Составил Г. А. Масляев по данным Д. Д. Котельникова, В. М. Лазаревой)

А — для нижней карбонатно-глинистой части эльбурганской свиты; Б — для верхней карбонатной глинисто-алевритовой части эльбурганской свиты; В — для глинисто-песчаных отложений верхнего палеоцена

1 — скважины, по образцам кернов которых изучены глинистые минералы, 2 — выходы на дневную поверхность допалеогенных пород, 3 — изолинии процентного содержания гидрослюды от содержания монтмориллонита и смешанослойных минералов

диментационное преобразование глинистых минералов составлена палеоструктурная карта по подошве палеоценовых отложений в мамайское время позднего миоцена (фиг. 1, Б), которое отвечает важной фазе орогенного этапа развития структуры чехла Предкавказья [13]. Палеоструктурные карты построены по большому количеству разрезов скважин [13, 14].

В основу составления карт распределения глинистых минералов были положены данные, полученные в результате анализа дифрактограмм, об-



Фиг. 4. Схемы содержания хлорита в породах палеоцена. (Составил Г. А. Масляев по данным Д. Д. Котельникова и В. М. Лазаревой) Условные обозначения А, Б, В, 1 и 2 см. фиг. 3; 3 — изолинии процентного содержания хлорита от общей суммы глинистых минералов

работанных Д. Д. Котельниковым и В. М. Лазаревой (фиг. 2), а также другими исследователями [1, 7 и др.]. Всего в основу построений были положены результаты изучения 74 дифрактограмм образцов: по нижнему эльбургану — 26 (по 15 скв.); по верхнему эльбургану — 23 (по 10 скв.) и по верхнему палеоцену — 25 (по 14 скв.). Стратиграфическое положение изученных по дифрактограммам образцов палеоценовых отложений унифицировано по региональным корреляционным схемам геолого-геофизических разрезов палеогеновых отложений Предкавказья [13].

Для каждого образца изучалось несколько препаратов, подвергнутых различной обработке. Применяя методику П. Бискайе [20], по дифрактограммам было рассчитано процентное содержание глинистых минералов, что дало возможность построить несколько карт в изолиниях латерального их изменения по трем стратиграфическим комплексам. Сопоставление составленных в изолиниях карт (фиг.  $3_{4}$ ) позволило установить взаимосвязи современного распространения глинистых минералов с палеоструктурами палеоценовых отложений как во время накопления осадков (см. фиг. 1, A), так и в постседиментационный период (см. фиг. 1, E). Кроме того, проведен сравнительный анализ геотермических условий залегания изученных образцов по составленной карте (см. фиг. 1, B) с характером современного латерального распределения глинистых минералов.

## УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОЛОГИИ ПАЛЕОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИ**Й**

В предпалеоценовое время в Предкавказье отмечался перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся размывом, местами существенным, меловых отложений. Трансгрессирующий палеоценовый морской бассейн охватывал не только современную территорию Предкавказья, но и почти всю южную часть Русской платформы, Крым, Среднюю Азию, а также Западную Сибирь. Осадконакопление на юге Центрального и в пределах Восточного Предкавказья происходило в условиях относительно глубоководного моря (более 200 м). Об этом свидетельствует пелитоморфный характер известковых и тонкодисперсный тип глинистых пород с большим количеством планктонных фораминифер. При этом равномерное и слабодифференцированное распределение мощности отложений палеоцена свидетельствует о том, что седиментационный бассейн имел довольно выположенный рельеф дна.

На севере Центрального и в пределах Западного Предкавказья песчано-алевритовые осадки накапливались в относительно мелководной части моря, рельеф дна которого был существенно расчлененным. По геохимической характеристике для относительно глубоководных отложений палеоцена Предкавказья характерны следующие соотношения: Fe/Mn  $\approx$  $\approx 50$ ; a Sr/Ba>1, в то время как для мелководных отложений оно соответственно равно 70 и 0,87. В целом, судя по составу микро- и макрофауны [6] и отмеченным геохимическим показателям, морской бассейн палеоценовой эпохи в пределах Предкавказья характеризовался нормальной соленостью.

В предкавказской части палеоценового моря климат был преимущественно субтропическим. Об этом свидетельствует не только состав морской фауны, но и данные палинологии [6, с. 159]. При этом необходимо иметь в виду, что на климат этого времени существенное влияние оказывали проникавшие с юга тропические экваториальные воздушные массы, т. к. формирование горных сооружений альпийской складчатой области стало проявляться в основном с миоцена.

О палеогеографии палеоценовой эпохи смежных с Предкавказьем территорий и источниках сноса аллотигенных глинистых минералов в общих чертах можно судить по особенностям современного распространения и литофациям отложений палеоцена, а также по данным палеонтологии. Береговая линия и прибрежно-мелководная зона палеоценовогоморского бассейна располагались значительно севернее (до 1000 км) территории современного Предкавказья. Учитывая закономерности в распределении фаций и современные условия залегания палеоценовых отложений, обрамляющих Украинский щит и Донецкий кряж, следует полагать, что в палеоценовую эпоху на их месте располагался низменный остров или же мелководный участок моря. Поэтому если территории современного Украинского щита и Донецкого кряжа и представляли собой в палеоцене области сноса терригенного материала, то сносимый материал был незначительным по объему, так как существовавшая в то время гидросеть имела малую площадь водосбора. В связи с тем что в пределах современной денудационной границы распространения палеоценовых отложений Предкавказья развиты мергели и известняки относительно глубоководных фаций, следует считать, что значительная часть современного Центрального и Восточного Кавказа была перекрыта морем. Суша, существовавшая, возможно, в пределах этих частей Кавказа, являлась незначительной по площади, низменной, не расчлененной эрозией и не поставляла существенного объема обломочного материала в палеоценовый морской бассейн. В пределах Западного Кавказа накапливался флиш [3] или флишоидные осадки [12]. В палеоценовую эпоху на месте современной котловины Черного моря также не существовало возвышенной суши [17], которую можно было бы рассматривать как источник сноса терригенного материала.

Отсюда следует, что в палеоценовый морской бассейн, располагавшийся в пределах Предкавказья, с прилегающих островных участков суши не мог поступать значительный по объему терригенный материал, в том числе и аллотигенные глинистые минералы, за счет которого формировались мощные (до 1,0 км) песчано-глинистые толщи.

Основной объем обломочного материала и аллотигенных глинистых минералов в предкавказскую часть палеоценового моря поступал с суши, располагавшейся в пределах северной половины Русской платформы. Указанное положение основного источника сноса подтверждается также особенностями распределения терригенных минералов, содержащихся в палеоценовых отложениях Предкавказья [3].

Как источник поступления материала, за счет которого мог бы образовываться монтмориллонит, можно рассматривать вулканическую деятельность. Однако следует особо подчеркнуть, что проявлений эффузивного вулканизма в палеоценовую эпоху в пределах Большого Кавказа не установлено [8]. В Закавказье подводный эффузивный вулканизм в палеогене имел широкое развитие, преимущественно на юго-востоке [18], однако наземного вулканизма в палеоцене еще не обнаружено [4].

Палеоценовые отложения Предкавказья, сложенные породами различного литофациального состава, характеризуются существенными изменениями мощности: от 20—80 (на востоке) до 700—900 м (см. фиг. 1, *A*), и подразделяются на кубанскую, эльбурганскую и ейскую свиты (нижний палеоцен), свиту Горячего ключа (верхний палеоцен). Отложения указанных свит в пределах Предкавказья развиты не повсеместно [6, 12, 13, 19].

Нижняя часть разреза палеоценовых отложений — кубанская свита развита не повсеместно, сложена в основном известняками и мергелями светло-серыми общей мощностью до 100 м. На юге Центрального и Западного Предкавказья, где развиты отложения эльбурганской свиты, широко распространены карбонатные глины, реже мергели (нижняя часть разреза) и глинисто-карбонатные алевролиты и песчаники с редкими прослоями глин и мергелей, зеленовато-серые и серые, общей мошностью до 450 м. Отложения ейской свиты распространены лишь на северо-западе Предкавказья, где они, четко выделяясь в разрезе, сложены песчано-глинистыми известняками и карбонатными алевролитами и мергелями, серыми и светло-серыми, общей мощностью 100—150 м. В Восточном Предкавказье выше отложений кубанской свиты или непосредственно на меловых известняках залегают, но не повсеместно, зеленовато-серые, карбонатные глины и мергели эльбурганской свиты мощностью до 10—20 м.

Свита Горячего ключа в Восточном Предкавказье представлена глинами, иногда слабокарбонатными темно-серыми и черными, мощностью до 25 м, а в Центральном Предкавказье — песчаниками и алевролитами, в различной степени глинистыми, с прослоями глин, темно-серыми, мощностью до 280 м. В Западном Предкавказье нижняя часть верхнего палеоцена (терновская свита) сложена преимущественно темно-серыми алевролитами, в различной степени глинистыми, и песчаниками с подчиненными прослоями глин, залегающими с размывом, общей мощностью до 450—500 м. В основании этой свиты почти повсеместно развит пласт темно-серых глин мощностью до 80 м, который является хорошим корреляционным репером. Верхняя часть верхнего палеоцена (расшеватская свита) представлена серыми глинами и алевролитами, которые латерально замещают друг друга и имеют общую мощность 100—120 м.

Минералогический состав алевритовой фракции (0,1—0,25 мм) терригенных пород палеоцена Восточного Предкавказья характеризуется сравнительно небольшим разнообразием. Существенную часть тяжелой фракции составляют ильменит или магнетит, гранат, циркон, рутил, турмалин, слюда и зеленый глауконит. Минералы метаморфической группы встречаются спорадически и в небольшом количестве. В пределах Западного и Центрального Предкавказья породы нижнего палеоцена характеризуются значительным содержанием граната, наличием ставролита, дистена и эпидота, а в легкой фракции — существенно кварцевым составом. Верхнепалеоценовые отложения в тяжелой фракции имеют повышенное содержание дистена и ставролита, а также амфиболов. Содержание дистена в палеоценовых породах Ергеней составляет более 5%, уменьшаясь к югу до менее 2%. Аналогично этому отмечается уменьшение в южном направлении содержания ильменита и магнетита, а сфен и ставролит латерально распределены примерно равномерно.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОСТРУКТУРЫ

В изученных образцах палеоценовых отложений, судя по наличию на дифрактограммах ориентированных препаратов фракции <0,001 мм (см. фиг. 2, обр. Ia—IIIa, Va, VIa), наиболее интенсивной и не меняющейся после насыщения этиленгликолем или глицерином (фиг. 2, обр. I6—III6, VB, VIB), а также прокаливания (фиг. 2, обр. Vr и VIr) серии рефлексов, кратных 10 Å (10,0; 5,0; 3,33 Å) и менее интенсивной — от 14,2 Å (14,2; 7,10; 4,73; 3,55; 2,84 Å), указывает, что в них присутствует в основном диоктаэдрическая гидрослюда с примесью триоктаэдрического хлорита.

Четко выраженная на дифрактограммах асимметрия 10 Å рефлекса со стороны углов с меньшими значениями  $\theta$  (см. фиг. 2, обр. Ia—IIIa, Va, VIa), исчезающая после насыщения образцов этиленгликолем или глицерином, вместо чего появляются рефлексы со значением как менее, так и более 10 Å (фиг. 2, обр. Iб—III6, Vв, VIв), указывает также на примесь монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований. Количество разбухающих пакетов в структуре смешанослойных образований в отложениях нижней части эльбурганской свиты в пределах территории Восточного, Центрального и юга Западного Предкавказья составляет в основном от 25 до 30% (см. фиг. 2, обр. III, V, VI).

Как известно [2], содержание разбухающих пакетов менее 40% обуславливает развитие в структуре тенденции к их упорядоченному чередованию с неразбухающими пакетами. В тех случаях, когда нижнепалеоценовые отложения не испытывали погружений более чем на 1000 м, как правило, содержание разбухающих пакетов повышается до 40% (см. фиг. 2, обр. II). В верхней терригенной части эльбургана, на территории наиболее прогибавшихся частей Предкавказья, количество разбухающих пакетов по сравнению с подстилающими отложениями меняется мало (см. фиг. 2, обр. I). Однако в породах залегающей выше свиты Горячего ключа на территории платформенной части Западного Предкавказья количество разбухающих пакетов превышает 40%.

Монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования с содержанием разбухающих пакетов более 40% устанавливаются по появлению на дифрактограммах соответственно после насыщения образцов этиленгликолем или глицерином рефлекса со значением около 16,9 и 17,8 Å. Учитывая более значительный вклад разбухающих пакетов, содержащихся в структуре смешанослойных образований в их общую дифракционную картину [5], дифрактограммы фаз, в которых указанные пакеты превышают 40%, весьма близки к дифрактограммам собственно монтмориллонита. По направлению к северо-западным районам рассматриваемой территории в весьма слабо погруженных участках развития палеоценовых отложений (см. фиг. 1, *A*, *Б*) количество разбухающих пакетов в структуре трехэтажных минералов возрастает еще более резко, вплоть до появления собственно монтмориллонита, Са-типа, ассоциирующого с небольшой примесью гидрослюды, смешанослойной фазы и следами хлорита (см. фиг. 2, обр. IV).

Важную особенность палеоценовых отложений Предкавказья составляет полное отсутствие в них каолинита. На это указывает исчезновение на дифрактограммах после 8-часовой обработки образцов 10% -ным раствором теплой (80° С) НСІ относящихся к хлориту рефлексов, кратных 14,2 Å, включая отражения, близкие к 7,15 и 3,57 Å, которые одновременно относятся соответственно к рефлексам 002 и 004 хлорита и 001 и 002 каолинита. Однако в случае принадлежности рефлексов со значениями около 7,15 и 3,57 Å к каолиниту они не изменяются при указанной обработке.

Сравнительный анализ дифрактограмм и составленных карт показывает, что по разрезу и площади изученной части Предкавказья изменяется не только содержание лабильных пакетов в структуре разбухающих минералов, но и количественное соотношение различных минералов, т. е. гидрослюды, смешанослойной фазы, монтмориллонита и хлорита (см. фиг. 2, 3, 4).

Латеральное распределение глинистых минералов было изучено отдельно для пород нижней (карбонатно-глинистой) и верхней (глинистоалевритовой) частей эльбурганской свиты и отложений верхнего палеоцена.

Основная часть глинистых минералов палеоценовых отложений Предкавказья состоит из гидрослюды, которая составляет в среднем 60% от общего количества минералов. Учитывая, что гидрослюда, содержащаяся в породах, является полигенным минералом, так как часть ее помимо привноса с суши возникает при восстановлении первичных свойств ранее деградированных гидрослюд (т. е. при адсорбции К<sup>+</sup> разбухающими пакетами ассоциирующей с гидрослюдой смешанослойной фазы), целесообразным оказалось составление, карт (см. фиг. 3) процентного содержания гидрослюд от суммы трех взаимосвязанных общностью структурных превращений минералов (монтмориллонита, смешанослойных минералов и гидрослюд).

Судя по полученным данным, количество гидрослюды в породах палеоцена Предкавказья, развитых к югу от линии Краснодар — Ставрополь, достигает 70%, увеличиваясь в южном направлении до 80%, тогда как в северном — уменьшается до 60—65%. Необходимо подчеркнуть, что нижняя часть отложений эльбурганской свиты по сравнению с остальной частью разреза палеоцена характеризуется относительно меньшим присутствием гидрослюды. Одновременно с некоторым увеличением количества гидрослюды вверх по разрезу все более четко обособляются два относительных максимума ее развития: Беломечетский и Чернолесский (см. фиг. 3). При этом в пределах Беломечетского максимума в породах палеоцена содержится до 80% гидрослюды, а в зоне Чернолесского — до 75%. Соответственно отложениям палеоцена северной части Центрального Предкавказья свойственно значительно более низкое содержание гидрослюды (60—65%).

Характер распределения по площади смешанослойных минералов (с менее 40% разбухающих пакетов) в породах эльбургана имеет по сравнению с гидрослюдой в основном обратную тенденцию. Так, количество смешанослойных образований уменьшается в южном направлении от 30 до 15—20%.

В отложениях верхнего палеоцена на юге Центрального и в пределах Восточного Предкавказья содержание смешанослойных минералов несколько увеличивается в южном направлении от 20 (Александровская и Прасковейская площади) до 25—30% (Беломечетская и Советская площади бурения).

На большей части территории Западного Предкавказья смешанослойный минерал составляет до 15% от общего количества глинистых минералов пород верхнего палеоцена, а в некоторых разрезах, расположенных к югу от г. Краснодара (площади Калужская и Глубокий Яр), его содержание еще более сокращается. В среднем в отложениях палеоцена присутствует 20% смешанослойной фазы.

Распределение по площади монтмориллонита в породах палеоцена Западного Предкавказья изменяется от 5 (эльбурганская свита) до 15—35% (свита Горячего ключа). Следует отметить, что кроме северозападных районов Предкавказья [11] собственно монтмориллонит в палеоцене широко развит также в отложениях южного борта Индоло-Кубанского прогиба [1], составляя до 20—35%, причем в отдельных случаях в породе почти не содержится примеси хлорита.

Хлорит в отложениях палеоцена в среднем достигает 15% (см. фиг. 4). При этом в пределах Западного Предкавказья хлорит составляет, как правило, менее 20% от общего количества глинистых минералов. Минимальное содержание хлорита (в основном менее 10—15%) характерно для отложений, развитых по южному борту Индоло-Кубанского прогиба и на крайнем северо-западе Западного Предкавказья.

В латеральном и вертикальном распределении хлорита отмечается относительное его увеличение в южных частях территории Предкавказья, с тенденцией некоторого возрастания его количества в отложениях палеоцена Восточного Предкавказья (до 25—30%).

Как и для гидрослюды, в распределении хлорита отмечаются два относительных максимума его содержания: Беломечетский (до 20%) и Чернолесский (до 20—25%). Относительный минимум (Ставропольский) развития хлорита в рассматриваемых отложениях так же, как и для гидрослюды, приурочен к северной части Центрального Предкавказья (10—15%), соответствуя в общих чертах современному Ставропольскому своду.

Результаты изучения распределения мощности отложений палеоцена (см. фиг. 1, А) позволяют проследить особенности палеоструктурных элементов и их морфологию в конце этапа осадконакопления. Так, судя по очертаниям изопахит этих отложений, Восточное Предкавказье в палеоценовую эпоху представляло собой обширную структурную ступень и резко отличалось от Центрального и Западного Предкавказья. При этом крупные элементы строения чехла раннеплатформенной стадии геологического развития [14] не прослеживались в относительно выравненной морфологии этой ступени. В целом для Восточного Предкавказья была характерна слабая дифференциация палеоструктурного плана и отсутствие его регионального наклона в южном направлении. В Центральном Предкавказье, в пределах которого в современном рельефе фундамента выделяется Ставропольский выступ, в палеоценовую эпоху был сформирован отрицательный структурный элемент. Строение Западного Предкавказья и Ергеней было достаточно дифференцированным, а по особенностям распределения мощности палеоценовых отложений отчетливо выделялись многие современные структурные элементы осадочного чехла. В то же время палеоструктура Индоло-Кубанского прогиба существенно отличалась от современной: вдоль оси прогиба был развит относительно пологий вал, а на месте современной Тимашевской ступени отлогий палеопрогиб.

Общий характер латерального и вертикального распространения гидрослюды и хлорита, а также монтмориллонита и смешанослойных минералов не имеет прямой связи с палеоструктурой палеоценовой эпохи, что видно из сравнения фиг. 1, 3, 4. Только Беломечетский и Чернолесский максимумы распределения гидрослюды и хлорита в плане совпадают с зоной смены литофаций и линейной ступенью существенного увеличения мощности пород палеоцена, простирающейся от района г. Черкесска на северо-восток. Так, по востоку Чернолесского максимума содержания гидрослюды и хлорита происходит смена литофаций преимущественно карбонатных (мергели и карбонатные глины), развитых в Восточном Предкавказье, на менее карбонатные породы с участием алевролитов и песчаников, распространенные в Центральном Предкавказье [19]. Ставропольскому минимуму содержания гидрослюды и хлорита отвечает палеоструктурная ступень, оконтуриваемая изопахитой 600 м, и широкое развитие алевролитов и песчаников среди пород палеоцена.

Однако по изученным образцам намечаются довольно четкие взаимосвязи современного распространения глинистых минералов с постседиментационными элементами палеоструктуры и с особенностями современных геотермических условий залегания пород.

Сравнение латерального и вертикального распространения глинистых минералов (см. фиг. 3, 4) с палеоструктурным планом подошвы палеоценовых отложений в мамайское время позднего миоцена (см. фиг. 1, Б) и особенностями геотермии изученных образцов (см. фиг. 1, В) свидетельствует о том, что относительные максимумы развития гидрослюды и хлорита соответствуют Беломечетскому и Чернолесскому палеопрогибам и геотермическим максимумам. В пределах этих палеопрогибов подошва палеоценовых отложений в мамайское время была опущена на 2,4 км, превышая на 300 м глубину залегания этих отложений в окружающих палеоподнятиях. Современные геотермические условия, в которых пребывают отложения в пределах Чернолесского палеопрогиба, характеризуются температурой 120—140° С, а в пределах Беломечетского— 100—120° С. Характерно, что Ставропольский относительный минимум содержания указанных минералов в палеоценовых отложениях отвечает палеоподнятию, оконтуренному палеоизогипсой 2,0 км (см. фиг. 1, Б). Этот минимум развития гидрослюды и хлорита отвечает также и современному относительному геотермальному минимуму с температурой изученных образцов пород 70-80° С.

Таким образом, результаты сравнительного анализа особенностей латерального и вертикального распределения глинистых минералов, содержащихся в отложениях палеоцена Предкавказья, в связи с изменением во времени палеоструктурного плана и современными геотермальными условиями позволяют сделать следующие выводы.

1. Общее увеличение (с севера на юг) содержания гидрослюды в палеоценовых отложениях обусловлено катагенетическим переходом смешанослойных образований в гидрослюду под воздействием палеоструктурного фактора. В результате этого возникли два относительных максимума развития гидрослюды, приуроченных к Беломечетскому и Чернолесскому палеопрогибам. Этим палеопрогибам отвечают геотермальные максимумы.

2. Присутствие монтмориллонита, отмеченное в ряде разрезов палеоцена Западного Предкавказья, свидетельствует о том, что термобарические условия в этом районе еще не достигли значений, необходимых для его преобразования. Поступление монтмориллонита на территорию Западного Предкавказья, вероятно, происходило эпизодически и было связано с привносом эффузивного или элювиального материала. При этом меньшая скорость адсорбции К<sup>+</sup> монтмориллонитом обусловила сохранение его даже в наиболее опущенных частях разреза (южный борт Индоло-Кубанского прогиба).

3. Совпадение участков расположения относительных максимумов содержания гидрослюды и хлорита в породах палеоцена свидетельствует о единстве процессов преобразования и новообразования глинистых минералов в осадочных породах под воздействием палеоструктурных изменений во времени и аномальных геотермических условий.

#### Литература

- 1. Влодарская В. Р. Глинистые минералы меловых и палеогеновых отложений южной части Азово-Кубанской впадины в связи с битумообразованием: Автореф. канд. дис. М., 1965. 20 с.
- 2. Градусов Б. П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. 128 с.
- 3. Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1961. 373 с.
- 4. Гроссеейм В. А., Коробков И. А. Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975, с. 457—472.
- 5. Дриц В. А., Страхов Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
- 6. Жижченко Б. П. Принципы стратиграфии и унифицированная схема кайнозоя. М.: Гостоптехиздат, 1958. 209 с.
- 7. Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966. 279 c.
- 8. Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 240 c.
- 9. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья (о формировании минерального состава пород). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 206 с. 10. Котельников Д. Д., Бейсеев О. Б. О роли тектонических факторов в образовании
- 2:1 аутигенных глинистых минералов слоистого типа в осадочных породах. В кн.: Материалы по минералогии Казахстана. Алма Ата, 1974, с. 246-257.
- 11. Лазарева В. М. Глинистые породы-покрышки мезозойских и палеогеновых газо-нефтеносных комплексов Западного Предкавказья. В кн.: Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М.: Наука, 1972; с. 148—157.
- 12. Леонов Г. П., Алимарина В. П. Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отло-жений Северо-Западного Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1964. 202 с.
- 13. Масляев Г. А. История геологического развития основных структурно-тектонических элементов Предкавказья в кайнозое: Автореф. канд. дис. М., 1967. 20 с.
- Масляев Г. А. Этапы и стадии развития структуры осадочного чехла Предкав-казья.— Сов. геология, 1980, № 4, с. 55—64.
   Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологический очерк Кавказа. М.: Изд-во МГУ,
- 1960. 356 c.
- 16. Муратов М. В. Основные черты строения и развития Альпийской складчатой области. В кн.: Тектоника Европы (объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1:2500 000). М.: Недра — Наука, 1964. c. 228-241.
- 17. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука. 176 с.
- 18. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959, 506 c.
- 19. Шуцкая Е. К. Палеогеновые отложения Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1956. 103 c.
- 20. Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of the deep sea sediment thin fraction in the Atlantic Ocean.- Dissertation Yale University. 1964, rep. 8. 275 p.

ВНИИГеофизика, ВНИГНИ, Филиал Сев. Кав. НИПИнефть Москва, Пятигорск

Поступила в редакцию 4.XII.1981

УДК 551.8.051.761/762.55.58

# ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВРЕМЕНИ НАКОПЛЕНИЯ ТРИАСОВО-ЮРСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ КАВКАЗСКО-ПАМИРСКОЙ ЗОНЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

### ПОЛЯНСКИЙ Б. В.

Разнотипные по литолого-фациальному составу, строению и мощности верхнетриасово-юрские угленосные формации широко распространены в Иране, Северном Афганистане, Средней Азии и на Кавказе. Выделенные ранее в составе формаций седиментационные макроциклы соответственно характеризуют этапы развития палеоландшафтов и три максимума торфонакопления в позднем триасе, ранней и средней юре, представленные в статье в виде палеогеографических карт.

Основные процессы осадко- и торфонакопления шли на стыке южной окраины Палеоевразни и Мезотетиса с его окраинными эпиконтинентальными морями. С позднего триаса до поздней юры морские трансгрессии многократно охватывали южную часть материка. Седиментационные бассейны располагались в границах как полуостровной суши, выступавшей далеко на юг, в сторону акватории Мезотетиса, так и на южной части континента. Показана эволюция торфонакопления в зависимости от его приуроченности к внутриконтинентальным и приморским типам ландшафтов.

Существующие палеогеографические построения для раннего мезозоя рассматриваемой территории [1—5, 7—9, 12, 15, 17, 19, 20, 29—33, 36, 38—40], как правило, неравнозначны по охвату территории, детальности и методическому подходу.

Наиболее подробно в настоящее время изучены мезозойские угленосные отложения Кавказа и Средней Азии, которые, распространяясь на юг, за пределы СССР, широко развиты на территории Ирана и Афганистана. Материалы по раннемезозойским отложениям этих стран изучены менее детально и пока мало известны широкому кругу читателей. Поэтому, на наш взгляд, оправдано предлагаемое обобщение по этому региону с выяснением условий седиментации нижнемезозойских угленосных формаций, представляющих наибольший интерес как раз на стыке южной окраины Палеоазиатского материка и северной прибрежной части Мезотетиса с его эпиконтинентальными морями.

Настоящая публикация также в какой-то мере обоснована включением рассматриваемого вопроса в программу выполнения Международного проекта МПГК № 166 «Корреляция угленосных формаций» по проблеме II «Глобальная корреляция процессов накопления и преобразования угленосных формаций» (руководитель проекта и конвинер проблемы член-кор. АН СССР П. П. Тимофеев, ученый секретарь проекта Б. В. Полянский). Исследования по этой проблеме ведутся и рекомендованы в рамках проекта по методике Геологического института АН СССР [34, 35].

И наконец, проведение исследований с целью выяснения процессов торфонакопления и углеобразования в мезозое на закрытых площадях региона обусловлено острым дефицитом топливно-энергетических ресурсов республик Средней Азии, Кавказа, а также Ирана и Афганистана.

Опубликованные автором материалы по условиям накопления угленосных формаций Ирана и Афганистана [7, 24—28] были ранее представлены серией литолого-фациальных профилей [26], которые отчасти послужили основой приводимых в статье схематических палеогеографических карт. Они отражают суммарный фациальный эффект для таких больших временных интервалов, как поздний триас, ранняя и средняя юра, с которыми связаны три максимума торфонакопления на территории Кавказско-Памирской зоны. Объем статьи не позволяет привести здесь упомянутые профили.

Широко распространенные в Иране, Афганистане, Средней Азии и на Кавказе верхнетриасово-юрские угленосные отложения достигают мощности 6—7 тыс. м. Они составляют сложный циклично построенный полифациальный комплекс континентальных и континентально-морских терригенных, местами угленосных и прибрежно-морских и морских терригенных и карбонатных отложений. Все они генетически связаны и периодически сменяют друг друга в пределах разрезов угленосных формаций. Время их накопления в рассматриваемом регионе отождествляется с крупным и характерным этапом в истории развития земной коры, ограниченном во времени проявлениями ранне- и позднекиммерийских фазальпийского тектогенеза.

Эти фазы определили временной объем угленосных формаций. За нижнюю границу принят стратиграфический перерыв в среднем триасе, проявившийся с разной степенью интенсивности и выраженный в разрезах несогласиями, корами выветривания или крупными внутриформационными размывами. Верхней границей формаций является крупный региональный стратиграфический перерыв на границе средней и поздней юры (предпозднекелловейский размыв) в результате позднекиммерийских движений, которые вызвали на всей территории Кавказа сокращение или полное уничтожение отложений бата [13]. Восточнее, в Иране, Афганистане и Средней Азии, предкелловейские движения проявились с меньшей интенсивностью в виде крупных размывов, резкой смены фациального состава и сопровождались климатическими изменениями [14]. В то же время различия мощностей, строения и состава формаций объясняются особенностями их развития в палеотектонически разнотипных блоках региона: Скифской и Туранской плит, Среднеазиатского эпиплатформенного орогена, Кавказской геосинклинали с севера и на активизированном платформенном северном шельфовом крае Гондваны, который в конце триаса причленился к южному побережью Палеоевразии и вошел в состав Средиземноморского подвижного пояса. При этом в эпоху раннекиммерийской складчатости произошло замыкание позднепалеозойского Тетиса и был сформирован Мезотетис [2, 6, 16].

В целом формации отражают крупный мегацикл осадконакопления с транзитными процессами торфонакопления от позднего триаса до средней юры, в границах полуизолированных конседиментационных прогибов, неравномерно развивавшихся на палеозойском активизированном основании. Как указывалось нами ранее [25, 26], формации отчетливо расчленяются на ряд подформаций, или макроциклов, каждый из которых в полном виде сложен последовательно сменяющимися аллювиальнодельтовыми, озерно-болотными, прибрежно-морскими и морскими элементарными циклами, сохраняя в целом тенденцию общей трансгрессивной направленности процессов седиментации. Макроциклы отражают этапы накопления, примерно соответствующие позднему триасу, ранней и средней юре, причем границы макроциклов часто не совпадают с возрастными границами отделов и ярусов.

Ниже рассмотрены позднетриасовый, раннеюрский и среднеюрский этапы осадко- и торфонакопления, иллюстрированные схематическими палеогеографическими картами.

### ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ ЭТАП (КАРНИЙ – РЭТ)

В карнийско-рэтское время наметилась отчетливая субширотная ландшафтная зональность Кавказско-Памирской зоны на стыке материка с океаном Мезотетис. В это время большую южную часть региона охватила морская трансгрессия. Наиболее заметно она отразилась на фациальном и вещественном составе отложений в Южном Иране, Южном Афганистане и Юго-Восточном Памире [41, 42]. Открытая акватория Мезотетиса с накоплением в основном карбонатных осадков в пределах Загроса [42] и Пакистана [10] дугой охватывала зону с юго-востока и юго-запада, проникая к северу на стыке Ирана и Афганистана (серии Нейбанд, Хане-Кат). Севернее простиралась область накопления преимущественно терригенно-карбонатных осадков на шельфе. Шельф охватывал территорию Юго-Западного Ирана к северу от линии Загросских надвигов, простираясь далее к северо-востоку в Афганистан и Юго-Восточный Памир (караташская, акташская и истыкская свиты).

Севернее, на месте современного Центрального и Северного Ирана, Северного Афганистана в позднем триасе образовалась выступающая к юго-западу островная-полуостровная низменная суша с обширными приморскими равнинами, временами заливаемыми морем. На равнинах отлагались аллювиально-дельтовые и прибрежно-морские терригенные осадки, перемежающиеся с морскими карбонатными. Здесь же происходило торфонакопление континентально-морского (приморского) типа. Основные известные площади формирования торфяников этого типа в затишных участках дельт располагались на большей части Керман-Табасского и Эльбурсского угольного бассейнов Ирана и на востоке Северного Афганистана (свиты Кадир, Дахруд; нижнетохраджехская подсвита в Центральном Иране, свиты Лалебанд и Калариз на Эльбурсе) [7]. Эта приморская зона с юга пологой дугой окаймляла материк, в южной своей части включавшего современные Тянь-Шань, Дарваз, Приаралье, Северный Афганистан, Эльбурс и Кавказ. Материк представлял собой всхолмленную, местами гористую, сушу с накоплением терригенного грубообломочного аллювиально-пролювиального, местами вулканогенного, материала в пределах предгорных или межгорных долин, открывающихся к югу и юго-западу. Спорадически развитое торфонакопление здесь было приурочено к боковым участкам этих долин (Гиссар, Северный Дарваз), где формировались локальные торфяники [5, 9, 24, 33, 36].

Крупные, субширотно вытянутые возвышенности, поставлявшие обломочный материал в эти предгорные долины, располагались в пределах Дарвазо-Алая, Копетдага, Большого Кавказа и Южного Каспия. Южно-Каспийская возвышенность протягивалась на северо-запад на территорию Закавказья, южнее Кавказской геосинклинали [4, 7, 8, 12, 17, 19, 20, 38].

Отложения Кавказского триасового эпиконтинентального морского бассейна достаточно полно представлены на левом берегу р. Малая Лаба (бассейн р. Кубани). Здесь на известняках карбона несогласно залегают терригенно-карбонатные отложения дельтовых фаций, сменяющиеся выше карбонатными, часто рифогенными, накоплениями мелководного моря, которые в свою очередь с размывом перекрываются морскими толщами нижней юры [15, 22]. Отложения триаса известны также и на Большом Кавказе (верхи дисской серии) [11, 23].

На Кавказ море трансгрессировало с северо-запада в виде узкого эпиконтинентального бассейна, захватывая территорию Западной Грузии, Дагестана и простираясь на восток вплоть до Красноводского залива (фиг. 1).

Все Закавказье представляло собой в позднем триасе обширную возвышенную холмистую равнину, разделявшую Кавказскую геосинклиналь и Иранское эпиконтинентальное море. Последнее проникало в Закавказье в пределы небольших узких приморских долин со спорадическим торфонакоплением (с. Джерманис).

Как указывал И. Р. Кахадзе [15], отмечается гораздо большее сходство позднетриасовых осадков и фаун бассейнов Предкавказья и Юго-Восточного Кавказа с Ирано-Гималайской провинцией Тетиса, чем со Средиземноморской провинцией. По нашим данным, выявляется отчетливое единство процессов позднетриасового осадко- и торфонакопления Северо-Западного Ирана (с. Шал, Мараге) и Закавказья (с. Джерманис), что не исключает связи Иранского и Кавказского морей через Закавказский пролив. Закавказский срединный массив представлял собой в это время архипелаг низких островов, разделенных узкими извилистыми проливами.



Фиг. 1. Палеогеографическая карта позднего триаса (карний-рэт) 1 — расчлененная гористая суша; 2-низкая, местами пенепленизированная суша; 3 — делювиальнопролювиальные предгорные и межгорные выносы; 4 — аллювиальные предгорные и межгорные долины: 5 — аллювиальные долины и равнины (внутриконтинентальные и приморские), местами заболачиваемые; 6 — прибрежноморские заливы, лагуны, местами заболачиваемые: 7 - мелководная шельфовая зона, эпиконтинентальное море; 8 — открытый относительно глубоководный и мелководный морской бассейн - открытая акватория Мезотетиса; 9озерно-болотные ландшафты с преобладающим торфонакоплением; 10 - области распространения вулканогенного материала; 11направления сноса обломочного материала и морских трансгрессий; 12 — вулканы; 13 — места составления разрезов; 14-государственные границы. Контуры на палеогеографических картах взяты из «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР». М.: ГУГК, 1968, соответствуют карте 1:2500 000, 1964 г.

Климат в позднем триасе в основном претерпел изменения в сторону тумидизации после господствовавшего в ранние эпохи триаса более аридного климата.

Таким образом, в позднем триасе торфонакопление генетически было связано с прибрежной зоной развития дельтовых и лагунно-дельтовых ландшафтов, расположенных вдоль южного побережья материка Палеоевразии. В Центральном Иране площади континентально-морского торфонакопления были связаны с выступающей к югу островной низменной сушей. Лишь в Средней Азии, в районе Дарваза (м-ние Мианаду) формировались торфяники озерно-аллювиального генезиса [24].

### РАННЕЮРСКИЙ ЭТАП (ГЕТТАНГ -- ПЛИНСБАХ)

Раннеюрское время характеризуется большей контрастностью ландшафтных обстановок по сравнению с поздним триасом.

Открытая акватория Мезотетиса по-прежнему сохраняла свое положение в зоне Загроса и на юге Афганистана. Севернее обширная площадь эпиконтинентальных морей несколько расширилась на восток за счет Афганистана и Памира. В начале ранней юры море охватило большую часть Ирана, юг Афганистана и Пакистан, постепенно трансгрессируя в южную часть Каспия и в Западную Грузию со стороны Закавказья, через проливы на северо-западе Ирана (с. Мараге) и с запада, со стороны Черноморья. На Кавказе раннеюрская трансгрессия достигла максимума в тоаре и продолжалась вплоть до байоса. От Загросского моря Кавказско-Иранской эпиконтинентальный морской бассейн был отделен цепью островов, сформировавшихся в результате воздымания отдельных блоков в зоне Загросских разломов. В Центральном Иране располагался архипелаг низменных и гористых островов, которые были приурочены к меридиональному Нейбанд-Табасскому разлому. С островов в окружающую прибрежно-морскую зону поступал грубообломочный материал (свита Кальмард), формируя небольшие дельты, местами заболачиваемые (верхнетохраджехская подсвита) [7].

Южная часть материка приобрела более расчлененный облик, чем в позднем триасе, с целым рядом субширотно ориентированных поднятий, продуцировавших грубообломочный материал и пределы обширных приморских аллювиально-дельтовых равнин (фиг. 2). Широко представленные в большинстве разрезов Северного Ирана, Северного Афганистана и юга Средней Азии грубообломочные породы аллювиальных фаций с частыми внутриформационными размывами свидетельствуют о значительном развитии ландшафтов предгорного типа. Цепь гористых поднятий, разделенных узкими речными долинами, куда временами ингрессировало море, протягивалась из Закавказья, через Каспий в западную Туркмению и северо-восток Ирана, а затем на юг Средней Азии (Копетдаг, Гиндукуш, Дарвазо-Алай, южный Тянь-Шань) [4, 7, 19, 29, 30].

Копетдагская суша являлась источником сноса при накоплении терригенных угленосных отложений Эльбурса (свита Алашт). В северной его части отлагались грубообломочные осадки фаций предгорного аллювия с кратковременным заболачиванием (свита Джавахерде). К югу, в сторону Центрального Ирана, субмеридионально ориентированные реки уже приобретали равнинный характер с отложением более тонкого материала (свита Алашт). В центральной части Эльбурса сформировалась аллювиально-дельтовая равнина, интенсивно заболачивавшаяся в боковых частях (верхи свиты Алашт). В южной части Эльбурса эта равнина переходила в лагунно-дельтовый ландшафт, куда позже, в синемюре, трансгрессировало море.

Полоса аллювиально-дельтовых, местами лагунных приморских ландшафтов протягивалась далее к востоку вдоль южной окраины материка, охватывая север Афганистана и отчасти Афгано-Таджикскую депрессию (Кугитанг, южный Дарваз, Гиссар) [3, 5, 33, 36]. Заболачивание речных долин здесь происходило лишь в районе м-ний Шебашак-Доаб (Северный Афганистан) [3].





В более северных районах Средней Азии существовали типично континентальные условия осадконакопления. Здесь в раннем лейасе начали развиваться узкие межгорные или предгорные долины, заполняющиеся грубообломочным пролювиально-аллювиальным материалом, не препятствовавшим развитию обширных торфяников аллювиально-озерного типа (Центральный Таджикистан, Фергана, Каратау, Прииссыккулье) [32, 33, 36]. Проявления вулканизма, синхронные отложениям ранней юры, отмечены в крайних восточных районах Афганистана (м-ние Чаль-Замбурак) и Северного Дарваза (м-ние Мианаду) [24]. Они являются самыми молодыми на востоке региона и сопоставимы с вулканизмом Закавказья [39].

Западная часть Среднеазиатской эпиплатформы представляла собой в начале лейаса пенепленизированную сушу с широкими аллювиальными равнинами, простиравшимися на запад — юго-запад вплоть до современных Кугитанга и Каспия. Местами в их низовьях были развиты озерноболотные фации (Туаркыр). Восточная часть суши была пенепленом с развитием кор выветривания [20, 36].

В Дагестане в ранней юре широко распространился геосинклинальный морской бассейн с накоплением мощных флишоидных песчано-глинистых отложений фаций относительно глубоководного моря (вероятно, до 500 м). Как отмечалось ранее [15], увеличение песчанистости осадков шло к северо-востоку и юго-западу от современного Бокового хребта. Источниками сноса, ограничивавшими этот бассейн, служили с северовостока расчлененные поднятия Предкавказья, а с юго-запада — Закавказский массив. По периферии этих поднятий располагались обширные дельты крупных рек субмеридиональной ориентировки, открывавшиеся в Кавказский бассейн [12, 15].

В конце этапа, в раннем плинсбахе, вдоль южной периферии Скифской плиты формировались небольшие дельты коротких рек, сносивших терригенный материал к югу. С этими аллювиально-дельтовыми фациями были связаны фации торфяников (хумаринская свита в бассейне рек Теберда, Баксан и др.). Вверх по разрезу и по простиранию к западу эти угленосные отложения замещаются морскими (бассейн р. Зеленчук) [21, 37]. Одновозрастные угленосные накопления известны в Северном и Центральном Иране (свиты Алашт, Анан и верхнетохраджехская подсвита).

Как же в целом изменились в регионе раннеюрские ландшафты по сравнению с позднетриасовыми? Морская акватория Мезотетиса несколько расширилась за счет площадей эпиконтинентальных морей на Кавказе, Иране, Афганистане и Памире. В результате вдоль южной окраины материка в Западном, Северном и Центральном Иране сокращается развитие торфонакопления. В пределах материка по сравнению с поздним триасом усилились денудационные процессы и расширились бассейны аккумуляции, в которых накапливались аллювиально-озерноболотные, часто грубообломочные отложения в условиях более гумидного климата.

Если в позднем триасе локальное торфонакопление на материке (Северный Афганистан, Северный Дарваз) было обусловлено экстремальными условиями вулканической деятельности, аномально пышным развитием растительности и микроклиматом, то в ранней юре сформировались общие для всей южной окраины материка оптимальные ландшафтно-климатические условия для торфонакопления (Северный Афганистан, Гиссар, Дарваз, Фергана, Каратау и др.).

### СРЕДНЕЮРСКИЙ ЭТАП (БАЙОС – БАТ)

В начале средней юры произошла еще более значительная пенепленизация рельефа, сокращение областей суши южной окраины материка и расширение морской акватории Мезотетиса к северу за счет территории Ирана, Каспия и Южной Туркмении. В результате сформировалась Балхано-Копетдагская геосинклинальная область. В Иране, особенно в центральной его части, получила широкое распространение морская трансгрессия с юга, которая, начавшись еще в тоаре, достигла своего максимума в начале байоса. Она выразилась в разрезах устойчивым горизонтом «цефалоподовых» известняков формации Бадаму тоара — байоса [26], подстилающим основной угленосный горизонт в Центральном Иране. Перед началом трансгрессии произошло выравнивание территории, что обусловило широкое кратковременное распространение моря и быстрое расселение морской фауны на огромной территории региона, захватывающей Кавказ, Северный Иран вплоть до Кугитанга на юге Средней Азии. Кратковременный расцвет пелеципод и кораллов тоара-байоса, заключенных в терригенно-карбонатных осадках морских фаций и имеющих большое корреляционное значение, говорит о мелководном характере бассейна с большим количеством отмелей и островов. Эта трансгрессия, однако, не показана на фиг. 3, где основной упор сделан на иллюстрацию районов торфонакопления.

В средней юре узкий Кавказско-Туркменский эпиконтинентальный морской бассейн распространился в пределы Афгано-Таджикской депрессии и, вероятно, соединился с основной акваторией Мезотетиса через проливы на северо-западе и востоке Ирана (с. Ак-Дарбанд). Бассейн отделил от южного края материка островную сушу Центрального и Северного Ирана и Северо-Афганский полуостров, выступающий к западу (фиг. 3). Окраина материка приобрела относительно равнинный облик и представляла собой в южной части Средней Азии обширные аллювиальные равнины, временами заливаемые морем и местами заболачиваемые (Туаркыр, Мангышлак). Лишь на Дарвазо-Алае и Тянь-Шане еще сохранились расчлененные гористые поднятия, разделявшие узкие межгорные речные долины с локальным развитием озерно-болотных фаций торфонакопления (Юго-Западный Гиссар, Зеравшан). Обширные И аллювиальные долины располагались в более северных частях материка (Фергана, Каратау, Приташкентский район), где к средней юре местами был приурочен основной максимум торфонакопления (м-ние Ангрен).

На большей части Ирана и Афганистана шло накопление аллювиально-дельтовых терригенных торфоносных и прибрежно-морских карбонатно-терригенных осадков, и только вдоль их северных границ сохранялись отдельные унаследованные с ранней юры расчлененные возвышенности, обрамленные широкой зоной терригенных, местами грубообломочных отложений (м-ния Рамсар-Алашт на Эльбурсе; м-ния Ишпушта-Доаб и Каркар-Дудкаш в Северном Афганистане).

На фиг. З показана обстановка среднеюрского максимума торфонакопления, который не являлся синхронным на всей площади региона (байос в Иране, аален в Дагестане, бат в Грузии и в основном нерасчлененная средняя юра в Средней Азии).

В Иране торфяники, приуроченные к приморским речным долинам, имели спорадическое распространение в основном в границах Керман-Табасского (свиты Мазино и Гумруд) и Эльбурсского угольных бассейнов (свита Дансирит). К северо-западу от г. Исфахана и к западу и востоку от г. Кермана угленосные отложения средней юры замещаются морскими, что ограничивает площадь распространения байосского торфонакопления. Сохранившаяся к этому времени расчлененность рельефа участков денудации в Центральном Иране определила накопление песчано-гравийных отложений байоса-бата, перекрывающих угленосные (свита Даштехак, верхи свит Дансирит и Мазино).

В Северном Афганистане среднеюрское время характеризуется сокращением площади поднятий и расширением межгорных речных долин с аллювиально-озерно-болотным осадконакоплением. На это же время приходится максимум торфонакопления в северо-восточной части страны, где были широко развиты озерно-болотные ландшафты [3, 24].

На Кавказе самое раннее среднеюрское торфонакопление (среднекарахская подсвита) было приурочено к седиментационным бассейнам Дагестана, где торфяники формировались в пределах затишных участков крупных речных дельт, открывавшихся к юго-западу [15, 38].



Фиг. 3. Палеогеографическая карта средней юры Условные обозначения см. на фиг. 1, 2

В байосе получила максимальное развитие вулканическая деятельность (порфиритовая свита) в виде частых подводных извержений в мелководном море, местами сохранившем преемственность с лейаса [15, 39, 40]. Вулканизм захватил практически всю Грузию, распространившись к югу, на территорию Армении и Северо-Западного Ирана [7, 18]. На востоке региона проявления вулканизма в это время практически закончились.

Батское время ознаменовалось регрессией морского бассейна и значительным торфонакоплением в Западной Грузии (м-ние Ткварчели, Ткибули-Шаорский район). Синхронное развитие торфяников известнотолько на Мангышлаке (сарыдиирменская свита) [20].

Конец бата характеризуется наряду с прекращением торфонакопления первыми признаками новой морской трансгрессии, особенно в западном Эльбурсе (м-ние Мараге), по периферии Центрального Ирана (гор. Фердоус, Йезд) и юге Средней Азии (Кугитанг). В Центральном Иране и Северном Афганистане в это время получили широкое распространение прибрежно-морские дельтовые ландшафты (свита Даштехак) и (серия Багамшах) с кратковременными ингрессиями моря в пределы речных долин. Большая часть Средней Азии имела ту же палеоландшафтную обстановку, за исключением Памира, где в основном сохранялись морские условия седиментации [4, 33]. Но и здесь в Истыкской зоне Юго-Восточного Памира (м-ние Куртеке) шло торфонакопление на изолированной площади в зоне прибрежно-морского подвижного мелководья, куда с Центрально-Памирской суши поступал и накапливался растительный материал, обогащенный остатками морских организмов.

Гумидный климат, установившийся в регионе с позднего триаса до средней юры, в конце бата стал проявлять признаки аридизации при одновременном прекращении развития торфяников.

Таким образом, среднеюрская фациальная обстановка в регионе претерпела значительные изменения по сравнению с предшествовавшими эпохами мезозойского осадко- и торфонакопления. Основная акватория Мезотетиса, хотя и сохранила с ранней юры в целом прежние очертания, но в байосе получила связь с Кавказско-Туркменским эпиконтинентальным морем через проливы в Иране. В бате море распространилось в пределы Северного Каспия, Южного Таджикистана и Северного Афганистана.

Позднеюрская эпоха, не рассматривающаяся в статье, характеризовалась в целом преобладанием уже аридных условий седиментации и широкой морской трансгрессией, которая, начавшись еще в бате, охватила в оксфорде практически всю рассматриваемую территорию.

Конец поздней юры совпал с развитием процессов дальнейшей пенепленизации суши. Это было время отложения карбонатно-сульфатнотерригенных красноцветных морских и лагунных осадков в границах широких приморских равнин, располагавшихся между сохранившихся с бата поднятий, но значительно эродированных. В отдельных прогибах формировались осадки флишевого типа, завершавшие процессы заполнения этих прогибов, развивавшихся с позднего триаса. Такие отложения известны в районе Нейбанда (Центральный Иран) и на южном склоне Большого Кавказа.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палеогеографические реконструкции и корреляция процессов накопления триасово-юрских угленосных формаций в пределах рассматриваемой Кавказско-Памирской зоны — чрезвычайно трудная задача. Формации имеют повсеместно сложное строение, резко неравнозначное стратиграфическое расчленение и изученность, существенные различия мощностей, вещественного и фациального состава, характера и возраста торфонакопления и в целом разнотипность, обусловленную их образованием в палеотектонически- и палеоландшафтно-разнородных обстановках региона. Тем не менее в статье сделана попытка поэтапных палеогеографических построений как итога анализа материалов по Средней Азии, Ирану, Афганистану и Кавказу и опубликованных работ по литолого-фациальному анализу и корреляции угленосных формаций.

Несмотря на указанные различия, формации региона можно охарактеризовать как единый мегацикл седиментации, границы которого выражены перерывами седиментации, угловыми несогласиями, вызванными ранне- и позднекиммерийскими фазами альпийского тектогенеза. В пределах мегацикла прослеживаются три трансгрессивно-регрессивных макроцикла, или этапа седиментации, отображенные на прилагаемых палеогеографических картах для позднего триаса, ранней и средней юры. Эти карты при их последовательном анализе отражают эволюцию ландшафтов, обусловленную сменой обстановок осадко- и торфонакопления в границах крупных временных интервалов.

Кавказско-Памирская зона в позднем триасе-юре в большей своей части на юге представляла собой островную или полуостровную прибрежную низменную сушу, окруженную шельфовым морем, в котором преобладало терригенное осадконакопление, сменявшееся карбонатной седиментацией трехкратно трансгрессировавшего с юга океана Мезотетис. Эта прибрежная зона была сформирована на стыке южной окраины Палеоевразийского материка и северного края Гондваны, причленившегося к материку в позднем триасе после своего раскола в конце палеозоя и сформировавшего единый континент.

В общем виде эволюция ландшафтов в регионе шла в сторону постепенного выравнивания рельефа, расширения областей аккумуляции и периодического возрастания роли морских осадков от одной трансгрессии к другой. Соответственно менялись и обстановки торфонакопления во времени и пространстве, чему в немалой степени способствовали и сами трансгрессии.

В позднем триасе основные районы торфонакопления континентально-морского (дельтового) типа были сосредоточены в пределах полуостровной суши, выступающей далеко к югу (Иран, Северный Афганистан).

В ранней юре эти районы значительно сокращаются по площади. В то же время в южной приморской части материка расширяются речные долины с торфяниками аллювиально-озерного типа (Средняя Азия, Северный Афганистан, Северный Кавказ).

В средней юре получают максимальное распространение процессы как континентально-морского, дельтового, типа в Иране, Северном Афганистане, Западной Грузии и Дагестане, так и континентального, аллювиально-озерного, типа в Средней Азии и Южном Казахстане.

Рассмотренные палеогеографические реконструкции не только дают общую картину эволюции палеоландшафтов в позднем триасе — юре на стыке Мезотетиса и материка Палеоевразии, но и могут помочь в прогнозировании угленосности на закрытых и малоизученных площадях, особенно Ирана, Афганистана и юга Средней Азии, и дать обоснованное направление расширения поисково-разведочных работ на уголь.

#### Литература

- 1. Адамия Ш. А. Структурно-фациальная зональность мезозойских отложений западной части геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. В кн.: Пробле-
- мы геологии Грузии. Тбилиси: Мецинереба, 1978, с. 236—243. 2. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней актив-ной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника, 1977, № 4, с. 88—103. 3. Андросов Б. Н., Колчанов В. П., Кулаков В. В. Угленосность северных предгорий
- Гиндукуша. М.: Наука, 1977. 134 с.
- 4. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. З. М.: ГУГК, 1968, карты. 5. Бебешев И. И. Литология юрских угленосных отложений Гиссарского хребта. М.: Наука, 1976, 136 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 293).
- 6. Белов А. А. Главные домезозойские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса. В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса (тез. докл.). M.: 1978, c. 8–9.
- 7. Брагин Ю. Н., Голубев С. А., Полянский Б. В. Палеогеография основных этапов накопления нижнемезозойских угленосных отложений в Иране.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 1, с. 69—81.

6\*

- 8. Браташ В. И., Егупов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М.: Недра, 1970. 288 с.
- 9. Валиев Ю. Я. Геохимия бора в юрских отложениях Гиссарского хребта. М.: Нау-

- юрских угленосных отложений Западной Грузии. Тбилиси: Изд во АН ГССР, 1961. 13. Кабанова З. В., Леонов Ю. Г., Панов Д. И. Тектоническое развитие Центрального и
- Казьмин В. Г., перенов Ю. Г., Панов Д. П. тектоническое развитие центрального и Западного Кавказа в юрское время. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. XIV (3).
   Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Некоторые черты тектонического развития Ирана и Афганистана. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44, вып. 2, с. 28—43.
   Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Тбилиси, 1947. 371 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол., т. III (VIII).
   Какадзе И. П. Оканического развитие центрального и Какадзе И. Р. Какадзе и Страна.
- 16. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 260 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 267).
- 17. Крылов Н. А., Мальцева А. К. Юрские отложения запада Средней Азии и их неф-

- Закономерности развития и размещения раннемезозойского угленакопления на тер-
- риторин Крыма, Кавказа и Прикаспия М.— Л.: Наука, 1965. 223 с. 21. Панов Д. И. Регионально-стратиграфическое расчленение нижнеюрских и аален-ских отложений Малого Кавказа.— В кн.: Проблемы стратиграфии и исторической геологии. Изд-во МГУ, 1978, с. 153—164.
- 22. Панов Д. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития.— В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 23. Панов Д. И., Шевченко В. И. К стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений
- Южного склона Большого Кавказа в Казбекском районе. Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 1, с. 92—95.
- 24. Полянский Б. В. Триас-нижнеюрские осадочно-вулканогенные отложения северовосточной части Афгано-Таджикской депрессии. — Докл. АН ТаджССР, 1973, т. XVI, № 3, с. 51—54. 25. Полянский Б. В. Основные циклы формирования триасово-юрских прогибов и мак-
- симумы угленакопления в Центральном Иране.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, c. 75—86.
- 26. Полянский Б. В. Угленосные формации Ирана и Афганистана. Литол. и полезн.
- ископ., 1980, № 2, с. 82-98. 27. Полянский Б. В., Кушлин Б. К. Верхнетриасовые отложения и граница триаса и юры в Иране. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 9, с. 56-66. 28. Полянский Б. В., Сафронов Д. С., Сикстель Т. А. Стратиграфия триас-юрских от-
- ложений Керманского района (Иран).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 6. 29. Синицын В. М. Палеогеография Азин. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 268 с. 30. Славин В. И. Триасовые отложения Северного Афганистана.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1970, № 10, с. 41—52.
- 31. Славин В. И. Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976. 206 с.
- 32. Станкевич Ю. В. Некоторые вопросы истории формирования юрских угольных месторождений Ферганы.— В кн.: Материалы II угольного геологического совещания, Л., 1956, с. 507—517. (Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. VI).
- 33. Станкевич Ю.В. Краткий очерк палеогеографии Средней Азии в юрском периоде. Ташкент: Изд-во САИГИМС. Бюл. научно-исслед. работ, 1959, вып. 1, с. 13 - 24.
- 34. Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири.
- М.: Наука, 1969. 458 с. (Тр. ГИНАН СССР, вып. 197). 35. Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее обра-зования. М.: Наука, 1970. 207 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 198).
- 36. Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л.: Недра, 1967. 312 с.
- 37. Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палео-географических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
- 38. Халифа-Заде Ч. М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Наука, 1982. 275 с.
- 39. Чихрадзе Г. А. Литология нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 203 с.
- 40. Чихрадзе Г. А. Литологические особенности нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецинереба, 1981, с. 5—41.
  41. Dimitrievic D. M., Djokovic I., Dmitrievic M. N., Cvetic S. Geology of Kerman Region.— Inst. for Geol. and Mining Expl. Beograd, 1973, Rep. № 52, p. 67—89.
  42. James G., Wind J. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil Consortium agreement area Bull Amor Accor Botcol. Gool. 1065. v. 40. № 10. 2182. 2245
- area.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1965, v. 49, № 19, p. 2182-2245.

ГИН АН СССР, Москва

УДК 553.64: 549.12: 551.781.42(575)

# УЛЬТРАМИКРОСТРУКТУРЫ ФОСФАТНЫХ КОМПОНЕНТОВ ИЗ СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫХ ЗЕРНИСТЫХ ФОСФОРИТОВ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

### БОЙКО В. С., ЯСКОЛКО Т. И.

Зернистые фосфориты из среднезоценовых отложений Центральных Кызылкумов состоят из фосфатных компонентов четырех генетических групп: первично-фосфатных остатков фауны, биоморфоз выполнения и замещения, конкреций и переотложенных галек и гравия. По типу и характеру ультрамикроструктур ортофосфата калыция (ОФК) подтверждена правомерность выделения этих групп. Наряду с генетическими особенностями фосфатных компонентов тип ультрамикроструктур в них обусловлен эволющией ОФК, заключающейся в увеличении степени его кристалличности со временем.

Из публикаций [2, 4, 6, 8] известно, что морские фосфориты слагаются ортофосфатом кальция (ОФК) из группы апатита, преобладающие формы обособления которого определяют тот или иной их тип: оолитовомикрозернистый (Каратау, КНР), зернистый (Аравийско-Африканская провинция, Средняя Азия), афанитовый (Алтае-Саянская область), желваковый (Восточно-Европейская платформа), ракушняковый (Восточно-Европейская и Сибирская платформы), галечный (Флорида) и т. д. Сравнительного анализа ультрамикроструктур всего существующего разнообразия фосфатных образований, слагающих фосфориты, до сих пор не проводилось, однако для главнейших промышленных типов фосфоритов такие исследования осуществлены. Так, Ю. В. Миртовым, Н. А. Красильниковой и А. Н. Чиркиным [7], изучавшими афанитовые, желваковые, зернистые и оолитово-микрозернистые фосфориты различного возраста, было показано, что ультрамикроструктуры ОФК в большей степени зависят от его минеральной разновидности в ряду курскит — франколит и изоморфных примесей, нежели от формы его обособления в фосфоритах. При этом они считают, что связь морфологии кристаллов ОФК с их принадлежностью к той или иной его разновидности не столь очевидна и требует дальнейшего изучения. Несколько ранее А. В. Ильин с коллегами [5] при изучении фосфоритов Каратауского и Хубсугульского бассейнов пришли к выводу о том, что по характеру ультрамикроструктур среди них довольно четко выделяются две группы: микрофосфоритовые (афанитовые), характеризующиеся высокой степенью кристалличности ОФК, представленного беспорядочными крупными кристаллитами, и пеллетовые (микрозернистые), характеризующиеся слабой раскристаллизацией ОФК с упорядоченным расположением кристаллитов. Эти исследователи констатируют, что «...электронная микроскопия представляет в наше распоряжение объективные критерии для выделения тех или иных разновидностей фосфоритов внутри основных групп» (с. 117 [5]).

Наиболее полно и детально изучены ультрамикроструктуры океанских фосфоритов, состоящих из самых различных по своему генезису фосфатных образований. Согласно Г. Н. Батурину и В. Т. Дубинчуку [1], все разнообразие ультрамикроструктур ОФК в океанских фосфоритах обусловлено постоянно происходящими его преобразованиями на различных стадиях диагенеза. Для ОФК, возникшего на стадиях сингенеза и раннего диагенеза, характерны хлопьевидные, гелеобразные ультрамикроструктуры. В процессе последующего диагенеза наблюдается эволюция ультрамикроструктур, конечным продуктом которой являются хорошо раскристаллизованные агрегаты призматического апатита. Отмечается, что наличие сложного сочетания различных типов ультрамикроструктур обусловлено многоликостью и многостадийностью структурной эволюции ОФК в океанских фосфоритах.

Таким образом, к настоящему времени существуют представления о влиянии на ультрамикроструктуру ОФК фосфоритов различных факторов, преимущественно минералого-геохимического и генетического характера. На ряде конкретных примеров прослежена эволюция ультрамикроструктур в процессе диагенетических преобразований осадков, заключающаяся во все более полной раскристаллизации и самоочистке ОФК.

Нами изучались ультрамикроструктуры ОФК, слагающего различные компоненты в зернистых фосфоритах из среднезоценовых отложений Центральных Кызылкумов [3]. Основной задачей исследований являлось определение зависимости ультрамикроструктур от генетических особенностей ОФК. Имеющийся в нашем распоряжении каменный материал позволял эту задачу решить, так как зернистые фосфориты Центральных Кызылкумов состоят из фосфатных компонентов, различающихся своим генезисом. Методика исследований сводилась к следующему. На свежий скол исследуемого фосфатного компонента, предварительно выделенного из фосфорита, под углом 35—40° напылялась платино-угольная пленка, которая отделялась от образца путем растворения последнего сначала в HCl, а затем в H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и HNO<sub>3</sub>. Полученная реплика просматривалась и фотографировалась под электронным микроскопом «Tesla BS-242» при 3200-6000-кратном увеличении. Для характеристики ультрамикроструктур по размерам кристаллитов нами была принята схема, предложенная Ю. В. Миртовым, Н. А. Красильниковой и А. Н. Чиркиным [7], а выделение их проведено согласно классификации, разработанной Г. Н. Батуриным и В. Т. Дубинчуком [1], являющейся, на наш взгляд, наиболее подходящей для электронно-микроскопического изучения фосфоритов.

Характеристика исследованного материала. Зернистые фосфориты из среднеэоценовых отложений Центральных Кызылкумов представляют собой псефито-алевро-псаммитовые породы, состоящие из фосфатных зерен и цемента (глинисто-известкового, глинисто-доломитового и кремнистого). Фосфатные зерна, в которых сконцентрировано 97—100% ОФК, по своему происхождению подразделяются на четыре группы: 1) первично-фосфатные остатки фауны — обломки костей, чешуя, зубы рыб; 2) биохемогенно-диагенетические образования (биоморфозы выполнения и замещения) — фосфатизированные, первично-известковые остатки фауны: панцири кокколитофорид, раковины фораминифер, створки и ядра пелеципод, птеропод, копролиты и т. д.; 3) хемогенно-диагенетические образования — оолиты, псевдооолиты, конкреции '; 4) переотложенные образования — монофосфатные гальки и гравий.

Количественные взаимоотношения этих компонентов в фосфоритах варьируют в широких пределах, однако основная масса зерен (50—90%) представлена биоморфозами и их обломками. На втором месте по распространенности (5—30%) стоят костные остатки, а оолиты, псевдооолиты и конкреции встречаются реже (0—1%). Фосфатные гальки и гравий содержатся в количестве от 1—5 до 30%.

Как и в большинстве фосфоритов других районов, ОФК в зернистых фосфоритах Центральных Кызылкумов представлен фторапатитом, в котором в виде изоморфных примесей отмечаются катионы  $TR^{3+}$ ,  $Na^{1+}$ ,  $U^{4+}$ и анионы  $CO_3^{2-}$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $OH^-$ . Рентгеноструктурным анализом установлено, что параметр «*a*» элементарной ячейки ОФК варьирует в пределах 9,29—9,37 Å, а  $c_0 = 6,88-6,90$  Å, т. е. мы имеем смесь разновидностей карбонат- и гидроксилсодержащего фторапатита от курскита до франколита. Однако в конкретных фосфатных компонентах наблюдается преобладание определенной его разновидности. В биоморфозах ОФК наиболее карбонатизирован и для него обычны минимальные значения параметра  $a_0$  (9,29—9,31 Å). В переотложенных компонентах наблюда-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Авторами не исследовались.

ется увеличение параметра  $a_0$  (9,32—9,35 Å), а в органогенных он максимален (до 9,37 Å). Уменьшение значений параметра  $a_0$  может быть объяснено увеличением доли аниона  $CO_s^{2-}$ , внедренного в структуру ОФК. По данным инфракрасной спектроскопии (ИКС) установлено [3], что в исследованных компонентах возрастание замещения  $PO_4^{3-}$  на  $CO_3^{2-}$  влечет за собой снижение степени кристалличности карбонатфторапатита, чем и обусловлено изменение параметра  $a_0$  в сторону уменьшения. Отсюда следует, что генетической принадлежностью фосфатных компонентов обусловлены многие особенности кристаллохимии ОФК, имеющие определяющее значение в формировании его ультрамикроструктур.

Характеристика ультрамикроструктур. Изучение ультрамикроструктур нами выполнено на образцах отдельных фосфатных компонентов, являющихся типичными представителями наиболее распространенных генетических групп.

1. Первично-фосфатные органогенные компоненты изучены на примере зубов акул. Под микроскопом в них наблюдаются три зоны: эмаль, подэмалевый слой и внутренняя ткань. При этом эмаль покрывает зуб тонкой пленкой, подэмалевый слой представлен агрегатом параллельных кристаллов, ориентированных перпендикулярно плоскости эмали, а внутренняя ткань состоит из пористой однообразной массы. Изучение платино-угольных реплик показало, что в зубной эмали (фиг. 1, а) даже при больших увеличениях не видны отдельные кристаллиты, т. е. для нее характерно ультрамикрокристаллическое стекловидное строение. Подэмалевый слой (фиг. 1, б) состоит из плотных равномерно-зернистых агрегатов субгексагональных кристаллитов, ориентированных главными осями перпендикулярно поверхности зуба. Внутренняя ткань (фиг. 1, в) представляет собой агрегаты спутанно-волокнистого строения (без отдельных кристаллитов), образующие губчатый тип ультрамикроструктур. Новообразованных кристаллитов и других форм ОФК в зубах акул нами не обнаружено.

2. Биоморфозы замещения и выполнения являются главными породообразующими компонентами изученных фосфоритов. Основная масса их представлена фосфатизированными копролитами, фораминиферами, птероподами и пелециподами.

Копролиты под микроскопом представляют собой округлые, овальные и удлиненные образования, сложенные изотропным ОФК. По трещинам контракции в них отмечается новообразованный агрегатно-поляризующий ОФК. Под электронным микроскопом основная масса ОФК в них представлена равномерно-зернистыми и глобулярными агрегатами, ассоциирующими с микрокристаллическим кальцитом. При этом в сколах (см. фиг. 3,  $\delta$ ) видно радиально-лучистое строение отдельных глобулей. Помимо ультрамикрокристаллической разности в копролитах по трещинам контракции и в микрожеодах наблюдаются агрегаты идиоморфных неупорядоченных кристаллитов в виде гексагональных коротких призм. В центральных частях трещин и микрожеод они имеют максимальные размеры, а по периферии — минимальные, постепенно как бы «растворяясь» в основной ультрамикрокристаллической или глобулярной массе. Это свидетельствует об их более позднем возникновении за счет перекристаллизации ультрамикрокристаллического ОФК.

Фосфатизированные фораминиферы под микроскопом представляют собой округлые образования с хорошо сохранившейся раковиной (как замещенные ОФК, так и известковой). Снаружи раковины покрыты одноили многослойной фосфатной оболочкой, хорошо реагирующей на поляризованный свет. Внутренняя часть их состоит из изотропного ОФК, изредка содержащего слабораскристаллизованные участки. Под электронным микроскопом фосфатная оболочка (фиг. 2, *a*) на поверхности раковин наблюдается как ультрамикрокристаллическое стекловидное образование пластинчато-натечной формы. Во внутренних частях раковин отчетливо видно глобулярное строение основной массы, среди которой по трещинам контракции отмечаются гексагональные новообразо-



Фиг. 1. Ультрамикроструктуры ортофосфата кальция (ОФК) в органогенных фосфатных компонентах

а — пластины ультрамикрокристаллического стекловидного ОФК, слагающего эмальзубов акул (ув. 24000); б — мелкий микрокристаллический, субпризматический ОФК, слагающий подэмалевый слой зубов акул (ув. 24000); в — ультрамикрокристаллический, спутанно-волокнистый губчатый ОФК, слагающий внутреннюю ткань зубов акул (ув. 14000)



Фиг. 2. Ультрамикроструктуры ОФК, развивающегося по известковым скелетам фауны и кальциту

а — пластины ультрамикрокристаллического стекловидного ОФК, покрывающего раковины фораминифер (ув. 21600); б — унаследованная от внутреннего арагонитового слоя раковины птероподы ультрамикрокристаллическая органоформная ультрамикроструктура ОФК (ув. 24000); в — то же по раковине пелециподы (ув. 14000); г — ультрамикрокристаллическая стекловидная «фосфатная рубашка» на кристаллитах кальцита (ув. 14000)



Фиг. 3. Ультрамикроструктуры ОФК в биоморфозах выполнения *a* — агрегаты глобулярного ОФК, выполняющего ядра раковин фораминифер и пелеципод (ув. 14000); *б* — радиально-лучистое строение глобулярного ОФК (ув. 14000); *в* — агрегаты призматического ОФК, слагающего ядра птеропод (ув. 14000); *е* — комбинированная микрокристаллическая ультрамикроструктура ОФК в ядрах птеропод (ув. 24000)



Фнг. 4. Ультрамикроструктуры ОФК в переотложенных фосфатных компонентах а — крупный микрокристаллический ОФК, слагающий монофосфатный гравий (ув. 13500); б — средний микрокристаллический ОФК с реликтами крупных комбинированных кристаллитов (ув. 14000)

ванные призматические кристаллиты ОФК. На срезах глобулей отчетливо наблюдается их радиально-лучистое строение.

Фосфатизированные птероподы под микроскопом представляют собой округлые, спиральные, удлиненно-овальные и конусовидные образования, сложенные агрегатно-поляризующим, реже изотропным ОФК. На поверхности некоторых из них отмечается тончайшая фосфатная оболочка, развившаяся по реликту внутреннего арагонитового слоя раковины. Под электронным микроскопом видно, что поверхностная пленка (фиг. 2,  $\delta$ ) полностью унаследовала первичную органогенную структуру внутреннего слоя раковины. Она состоит из ультрамикрокристаллического ОФК стекловидного облика. В ядрах птеропод отмечаются самые разнообразные выделения. Как правило, доминируют столбчатые гексагональные кристаллиты (фиг. 3,  $\delta$ ), которые образуют строго упорядоченные агрегаты (фиг. 3,  $\delta$ ,  $\epsilon$ ) в виде гексагональных призм, ориентированных бесиорядочно, т. е. наблюдается образование крупных кристаллитов за счет

# Характеристика выделений и ультрамикроструктур ортофосфата кальция в фосфатных компонентах из зернистых фосфоритов Центральных Кызылкумов

	Харак тер	ристика выделений ОФК	Тип ультрамикр	оструктур ОФК
Изученный фосфат- ный компонент	морфология кристаллитов	форма обособления минеральных агрегатов	преобладающий	второстепенный -
Зубы акул:				
эмаль	Кристаллитов не видно	Агрегаты округлых уплощенных пластин	Ультрамикрокристаллический, стек- ловилный	Нет
ПОДЭМАЛЕВЫЙ СЛОЙ	Субгексагональные призмы	Агрегаты коротких призм, прижатых боковыми гранями друг к другу	Тонкий микрокристаллический	»
внутренняя ткань	Кристаллитов не видно	Спутанно-волокнистые агрегаты губ-	Ультрамикрокристаллический, губча-	»
Биоморфозы:	Fastering	Deserver		
копролиты	булярные зерна	Равномерно-зернистые агрегаты	Ультрамикрокристаллический, равно- мерно-зернистый	Мелкий микрокристаллический, призматический
	Гексагональные призмы	Агрегаты беспорядочных призм в тре- щинах контракции и микрожеолах		
По фораминифе- рам				
поверхность раковин	Кристаллитов не видно	Агрегаты неправильных пластин, натеки	Ультрамикрокристаллический, стек-	Нет
ядра	Игольчатые призмы	· Глобули радиально-лучистого строе-	Комбинированный: глобулярный ра-	Тонкий микрокристаллический,
	Гексагональные призмы	Агрегаты беспорядочных призм в тре- щинах контракции и микрожеодах	dian pro-ary the run	
поверхность	Кристаллитов не видно	Закономерные узорчатые повторяю-	Ультрамикрокристаллический, орга-	Нет
ядра	Игольчатые призмы	Глобули радиально-лучистого строе- ния	Комбинированный: средний и крупный микрокристаллический, призматический	Средний микрокристаллический ком- бинированный глобулярный радиально-
	Удлиненные гексаго- нальные призмы	Агрегаты беспорядочных гексагональ- ных призм, состоящих из мелких упо- рядовенных стояблатых гексагональных		Ультрамикрокристаллический, стек- ловидный
	Кристаллитов не видно	кристаллитов «Фосфатные рубашки» на кристалли- тах кальцита		

	Характер	истика выделений ОФК	Тип ультрамыкро	οτργκτγρ ΟΦΚ
1зученный фосфат- ный компонент	морфологыя кристаллитов	форма обособленая минеральных агрегатов	преобладающий	второстепенный
То пелециподам поверхность раковин ядра	То же Игольчатые призмы	Закономерные узорчатые повторяю- шиеся агрегаты Глобули радиально-лучистого строе- ния	Ультрамикрокристаллический, орга- ноформный стекловидный Средний и мелкий микрокристали- ческий комбинированный: глобулярный радиально-лучистый	Нет Комбинированный: средний и круп- ный микрокристаллический, призмати- ческий
фосфатные гра- вий и галька	Удлиненные гексаго- нальные призмы Гексагональные корот- кие призмы Удлиненные гексаго- нальные призмы	Агрегаты беспорядочных гексагональ- ных призм, состоящих из упорядочен- ных мелких столбчатых кристаллитов Агрегаты беспорядочных призм Упорядоченные агрегаты призмати- ческой формы	Крупный и средний микрокристалли- ческий, призматический	Комбинированный: средний и круп- ный микрокристаллический, призмати- ческий

Таблина (окончание)

более мелких. Наряду с этим отмечаются глобулы, сложенные радиально-лучистым ОФК, которые также постепенно преобразуются в гексагональные призмы. Изредка отмечается ультрамикрокристаллический стекловидный ОФК, который в виде «фосфатной рубашки» (фиг. 2, г) покрывает кристаллиты кальцита (?).

Фосфатизированные пелециподы под микроскопом состоят из остатков фосфатизированной раковины и ядра. При этом ядро их, как правило, сложено фосфатизированфораминиферами. Поными этому ОФК в них образует ультрамикроструктуры, описанные выше. Под электронным микроскопом видно, что ОФК, слагающий раковины пелеципод (фиг. 2, в), характеризуется унаследованной органоформной ультрамикрокристаллической стекловидной структурой. В ядрах же (фиг. 3, а) доминирует ОФК глобулярной радиально-лучистой структуры с редкими новообразованными гексагональными столбчатыми кристаллитами, сгруппированными в более крупные призмы.

3. Фосфатные гравий И галька под микроскопом обычно сложены агрегатно-поляризующим, реже изотропным ОФК. Под электронным микроскопом (фиг. 4, a, b) видно, что основная масса его представлена агрегатами крупных идиоморфных беспорядочных гексагональных призм, отдельные из которых сохранили реликты строго упорядоченных более мелких столбчатых кристаляитов. Однако основная масса кристаллитов этих реликтов не содержит.

Характеристика выделений ОФК и основных типов ультрамикроструктур его в изученных фосфатных компонентах приведена в таблице. Из нее видно, что ультрамикроструктуры ОФК наряду с эволюцией, связанной с процессами диагенеза и эпигенеза, в значительной степени обусловлены генетическими особенностями фосфатных компонентов. Никаких видимых изменений ультрамикроструктуры ОФК в первично-фосфатных органогенных компонентах не наблюдается. Видимо, процесс преобразования ОФК в них свелся к поглощению фтора из морской воды и частичному вытеснению группы ОН- из молекулы гидроксилапатита. В качестве предположения можно допустить, что наблюдаемые на ИК-спектрах ОФК полосы поглощения, связанные с ОН-, обусловлены существенной примесью реликтов гидроксилапатита костных остатков.

В биоморфозах выполнения (ядрах фораминифер и пелеципод) наиболее распространен комбинированный тип ультрамикроструктур — глобулярный радиально-лучистый. Лишь в ядрах птеропод в качестве основного типа выступает другая довольно интересная комбинация, когда мелкие гексагональные кристаллиты столбчатого габитуса, располагаясь строго упорядоченно, формируют более крупные (на порядок) короткопризматические беспорядочные кристаллиты. Обращают на себя внимание отсутствие одиночных мелких столбчатых кристаллитов и наличие их глобулярных агрегатов, что говорит о преобразовании глобулярного радиально-лучистого ОФК через столбчатый в крупнопризматический. Наряду с этим в птероподах отмечаются довольно своеобразные ультрамикрокристаллические «фосфатные рубашки» на кальцитовых (?) кристаллитах. Замещение же известковых (по всей вероятности, арагонитовых) раковин фораминифер, птеропод и пелеципод, как правило, происходит метасоматически с сохранением всех деталей их первичной органоформной ультрамикрокристаллической структуры.

Существенные отличия ультрамикроструктур наблюдаются в переотложенных фосфатных компонентах, где они обычно представлены агрегатами неупорядоченных крупных, мелких и средних идиоморфных кристаллитов призматического габитуса. При этом в гравии и гальке наблюдаются реликты ультрамикроструктур, характерных для биоморфоз, что свидетельствует об их возникновении в результате преобразования последних.

Таким образом, по данным электронной микроскопии, в фосфатных компонентах, слагающих зернистые фосфориты Центральных Кызылкумов, отмечаются разнообразные типы ультрамикроструктур ОФК, обусловленные в первую очередь генезисом, а затем эволюцией в процессе диагенетических и эпигенетических преобразований. По приведенным материалам ОФК представлен по крайней мере пятью модификациями. Две из них характеризуются ультрамикрокристаллическим строением, но различаются генетически: одна модификация синтезирована организмами (костный ОФК), а вторая слагает псевдоморфозы замещения по известковым (арагонитовым) скелетам фауны и «фосфатные рубашки» на кристаллитах кальцита. Остальные три модификации характеризуются мелким, средним и крупным микрокристаллическим строением и представлены глобулярной радиально-лучистой и призматической ультрамикроструктурами. При этом отмечается постепенное преобразование глобулярной в призматическую. Эти преобразования наиболее проявлены в биоморфозах выполнения. В переотложенных компонентах (гравии и гальках) они носят завершенный характер.

Видимо, существуют и кристаллохимические различия между этими модификациями, что подтверждается данными ИКС- и рентгеноструктурного анализа. Однако освещение этого вопроса выходит за рамки настоящего сообщения, так как ответ на него может быть получен при более детальных исследованиях.

#### Литература

- Батурин Г. Н., Дубинчук В. Т. Микроструктуры океанских фосфоритов. Атлас мик-рофотографий. М.: Наука, 1979. 202 с.
   Блисковский В. З. Минералогическая природа фосфатов кальция фосфоритов.— В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979, с. 16—36.
- 3. Бойко В. С. Литология фосфоритоносных отложений среднего эоцена Центральных Кызылкумов: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол. минерал. наук. Новосибирск, 1980, 20 с.

- 4. Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов. В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 49—64. 5. Ильин А. В., Ратникова Г. И., Сергеева Н. Е. О петрографических типах пластовых
- Э. Илын А. Б., Рагникова Г. И., Сергеева П. Е. О петрографических типах пластовых фосфоритов и их микроструктуре.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 1, с. 108—119.
   Масленников Б. М., Кавицкая Ф. А. О фосфатном веществе фосфоритов.— Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 5, с. 1162—1165.
   Миртов Ю. В., Красильникова К. А., Чиркин А. Н. Ультрамикрокристаллическое строение основных типов фосфоритов.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1, с. 109— 120.
- 8. Смирнов А. И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фос-форитов. М.: Недра, 1972. 196 с.

٠

Среднеазнатская ОМП ВНИИГеолнеруд Ташкент

Поступила в редакцию 6.VII.1982

УДК 553.661.071

# О ПОИСКОВЫХ ПРИЗНАКАХ ПРОЯВЛЕНИЙ СЕРЫ В КАРБОНАТНО-СУЛЬФАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

## СЕДЛЕЦКИЙ В. И., ШВЕДОВ В. Н., БАЙКОВ А. А.

На примере серных проявлений Средней Азии и Северного Кавказа выделен ряд признаков для поисков самородной серы. В кимеридж-титонской и неоген-четвертичной толщах серные залежи тяготеют к участкам распространения рифогенных построек, развитых среди подстилающих карбонатных отложений оксфорда. Наиболее благоприятны для развития серного метасоматоза относительно мелководные фации сульфатных отложений кимеридж-титона с высоким содержанием осадочного карбонатного вещества. В неоген-четвертичной толще сернокальцитовые тела приурочены к карстовым брекчиям, а отложения палеовреза р. Кугитангдарьи обладают особенностями, указывающими на их формирование в субаквальной обстановке. Самородная сера в оксфордской карбонатной толще в плане расположена между полями распространения сульфидно-ангидритоксикеритовой и ангидрит-серной ассоциаций, а в неоген-четвертичной толще окаймлена пиритовыми и кальцитовыми ореолами, сопровождается карбонатными травертинами. На участках развития серной минерализации наблюдаются вторичные гипсы и кальциты, обогащенные изотопом <sup>12</sup>С; отложения содержат оксикерит и обеднены утлеводородами; в составе органического вещества (ОВ) понижена роль карбонильной и гидроксильной групп; повышены содержания Sr и V; водные вытяжки обогащены Na и Cl.

Условия образования и общие закономерности пространственной локализации эпигенетических месторождений самородной серы описаны в трудах А. С. Уклонского [22], А. С. Соколова [18], А. И. Отрешко [12], Н. П. Юшкина [23], И. И. Алексенко [1] и др. Вместе с тем поиски серных проявлений по-прежнему представляют большую трудность, так как многие прогнозные площади, несмотря на сочетание, казалось бы, всех благоприятных признаков, оказываются в итоге бесперспективными, а результаты поисковых работ на площадях, несущих серную минерализацию, в значительной степени снижаются из-за сложной формы серных залежей, крайне неравномерного их распространения в разрезе и других факторов.

В этих условиях большое значение приобретает выявление поисковых признаков, сопровождающих самородную серу, но проявляющихся более широко и устойчиво в подстилающих, вмещающих или перекрывающих отложениях и заключенных в них водах и газах. Попытки выделить такие признаки предпринимались при поисково-разведочных работах на самородную серу во всех регионах, где они проводились [8, 9, 13, 15, 16, 21 и др.]. Применение разнообразных методов — структурных, минералогических, геофизических, гидрохимических, газометрических, литологических, палеогеоморфологических и др.— позволило выработать общие принципы регионального прогноза, однако конкретные поисковые признаки, пригодные для разбраковки площадей и целенаправленного проведения детальных работ, изучены все еще совершенно недостаточно. Этим, в частности, объясняется тот факт, что при наличии большого числа генеральных схем и мелкомасштабных прогнозных карт разбуривание поисковых и разведочных площадей по-прежнему проводится, как правило, по более или менее густой равномерной сетке.

В процессе поисковых работ на самородную серу на новых площадях Средней Азии и Северного Кавказа нами была предпринята попытка выделить и систематизировать признаки сероносности, прослеживающиеся во вмещающих отложениях. Выделенные поисковые признаки характерны для многих серных месторождений и проявлений, хорошо



Фиг. 1. Положение сернокальцитовой минерализации в разрезе верхнеюрских и неогенчетвертичных отложений участка Кызылтумшук (составлено с использованием материалов Кугитангской ГРЭ УГ СМ ТССР)

Неоген-четвертичные отложения (1—5): 1 — сульфатно-алевролит-карбонатные брекчии; 2 — конгломераты; 3 — глинисто-гравийные образования; 4 — глины алевритовые и алевролиты глинистые; 5 — глины; верхнеюрские отложения (6—8): 6 — известняки оксфорда; 7 — ангидриты; 8 — гипсы; 9 — сера с кальцитом; 10 — кальцититы; 11 — карстовые полости

согласуются с современными генетическими представлениями и, как нам кажется, могут быть использованы в практике геолого-разведочных работ не только в указанных выше регионах, но и за их пределами.

В Средней Азии изучалась Кугитангская сероносная площадь, расположенная на юго-западном крыле крупного антиклинального поднятия, сложенном известняками и доломитами келловей-оксфордского возраста, а также гипсами, ангидритами и известняками кимеридж-титона. Вдоль крыла антиклинали с севера на юг простирается долина р. Кугитангдарьи, заложенная в неогене, прорезающая толщу вплоть до оксфорда и выполненная глинами, алевролитами, конгломератами и алевролит-сульфатно-карбонатными брекчиями. Залегание пород, до неогеновых включительно, осложнено множеством разноориентированных разломов, главные из которых простираются в северо-восточном направлении и разбивают площадь на несколько блоков. Серные залежи имеют сложную конфигурацию и в разрезе представлены группами рудных столбов различной мощности (фиг. 1), где кристаллическая сера и кальцит выполняют гнезда и трещины в оксфордских карбонатных и неоген-четвертичных обломочных породах, метасоматически развиваются по гипсам и ангидритам кимеридж-титона, а также по вторичным сульфатам в терригенной толще неогенового возраста. В 40 км западнее описываемой площади в этих же отложениях располагаются серные залежи Гаурдакского месторождения. С подстилающими известняками в Средней Азии связаны месторождения нефти, газоконденсата, углеводородных и сероводородсодержащих газов.

В пределах Северного Кавказа исследована полоса выходов и неглубокого залегания перспективно сероносных титонских — валанжинских пород от р. Кич-Малки до р. Черека Балкарского. Отложения титонского яруса представлены фациально изменчивой толщей известняков, доломитов, ангидритов, гипсов, известняковых брекчий, пестроцветных глин (250-900 м). Они перекрываются разнообразными по составу изберриас-валанжина, которые (50—400 м) вестняками и доломитами иногда также содержат пласты ангидрита. Юрские и меловые образования слагают пологую Северо-Кавказскую моноклиналь. Эта структура разбита системой разломов на крупные блоки, осложненные разрывнарушениями и мелкой складчатостью брахиантиклинального ными типа. Находки самородной серы известны как на дневной поверхности, так и на глубине. Значительный интерес для дальнейших поисков представляет междуречье Кич-Малки — Тызыла, где известно Малкинское серопроявление, однако буровые работы в необходимых объемах здесь не проведены в связи с тем, что эта территория отнесена к охранной зоне Малкинского месторождения углекислых вод. Существенным отличием от среднеазиатских серных месторождений, в частности Кугитангской сероносной площади, является отсутствие на Северном Кавказе погребенных неоген-четвертичных врезов, фрагментарно сохранившиеся отложения которых в горной части оказались высоко приподнятыми над ложем долин современных рек.

Детальное изучение особенностей распространения, строения и состава сероносных отложений и их взаимоотношения с вмещающими литолого-фациальными комплексами позволяет выделить (на примере Средней Азии и Северного Кавказа) ряд поисковых признаков, к числу которых относятся: 1) определенная связь сероносности с литологическим составом подстилающих карбонатных отложений; 2) влияние карбонатной примеси в сульфатных толщах на процессы серообразования; 3) палеоландшафтно-геохимические особенности локализации серы; 4) минеральный состав и зональность эпигенетической минерализации; 5) геохимические критерии поисков.

Связь сероносности с литологическим составом подстилающих отложений оксфорда. Крупномасштабное картирование верхней части оксфордской карбонатной толщи на участке Кызылтумшук и других участках Кугитангской площади по керну поисковых скважин и естественным выходам пород на дневную поверхность показало, что серная минерализация приурочена к зонам фациального перехода, определявшимся условиями позднеюрского осадконакопления.

Среди карбонатных отложений оксфорда выделяется несколько типов известняков и доломитов. Встречаются водорослевые, органогеннодетритовые, копролитовые, оолитовые и онколитовые разности. В зоне перехода к вышележащей ангидритовой толще известняки и доломиты содержат включения и линзовидные прослойки ангидрита. Количество терригенного материала в карбонатных породах незначительно.

Распределение фаций в карбонатной толще контролируется структурным планом этого района, определяющимся чередованием ступеней-поднятий и ступеней-впадин. В верхней ее части, на участке Кызылтумшук, выделяются следующие литолого-фациальные комплексы (фиг. 2): А — мелководных зарифовых отложений; Б — мелководно-морских отложений; В — строматолитовых тел.

Отложения первого комплекса представлены органогенно-обломочными и оолитовыми, иногда слабодоломитовыми известняками. Основное поле их распространения расположено в восточной и северо-восточной частях участка. Второй комплекс сложен органогенно-детритовыми известняками и прослеживается западнее. Отложения, относящиеся к третьему литолого-фациальному комплексу, образованы сгустково-комковатыми, строматолитовыми и онколитовыми известняками с примесью органогенно-детритового материала, иногда слабодоломитовые. Они распространены спорадически в виде отдельных пятен.

В Гаурдак-Кугитангском районе оксфордское осадконакопление происходило в мелководном бассейне. Физико-географическая обстановка определила формирование здесь мощной водорослево-коралловой плиты, залегающей в средней части карбонатной толщи и сменяющейся



Фиг. 2. Распределение литофаций среди карбонатных отложений верхней части оксфордской толщи на участке Кызылтумшук

1 — известняки оолитовые; 2 — известняки водорослевые (сгустково-комковатые, строматолитовые, онколитовые); 3 — известняки органогенно-детритовые; 4 — известняки доломитовые; 5 — скважины с изученным керном; 6 — общий контур серной минерализации. А — литолого-фациальный комплекс мелководно-лагунных зарифовых отложений; Б — литолого-фациальный комплекс строматолитовых тел; В — литолого-фациальный комплекс мелководно-морских отложений

вверх по разрезу слоистыми известняками и доломитами. Органогенные постройки в верхах толщи не пользуются широким распространением, однако местами среди слоистых пород наблюдаются конусообразные тела рифов, кровля которых располагается в 30—40 м ниже контакта с перекрывающими сульфатными породами. Рифоподобные водорослевые и органогенные образования вскрыты под отложениями вреза р. Кугитангдарьи. Биогермные постройки развиты вдоль ступенеобразующих разломов, что во многом определяет распределение типов пород. Доломитовые отложения, в частности, представляют собой зарифовые фации. Следует отметить, что на севере Кугитангской площади в слоистых карбонатных отложениях наблюдаются отпечатки следов динозавров, указывая на мелководность обстановки их накопления. В отличие от образования рифовой плиты, сложенной кораллами, в верхней части разреза развиты преимущественно водорослевые карбонатные породы, которые также могут образовывать биогермные массивы. Литолого-фациальный анализ позволяет выделить две важные особенности, контролирующие положение серной залежи на участке Кызылтумшук. Первой является приуроченность серы к участкам смены существенно доломитовых фаций оксфордских отложений известняковыми, а второй — очевидное совпадение границ сероносных зон с контурами распространения биогермных тел. На связь серных месторождений с рифовыми массивами указывают некоторые авторы [10, 12], однако до сих пор рифы к разрешению проблемы серообразования привлекались лишь в качестве индикаторов палеоподнятий.

Результаты проведенных нами исследований показывают, что серные тела на участке Кызылтумшук приурочены к зоне перехода от существенно доломитовых прибрежно-мелководных фаций оксфордских карбонатных отложений к более глубоководным, известняковым, а граница перехода контролируется органогенными постройками биогермного типа, служившими также источником ОВ для серообразования. Выявление и прослеживание границ фациального перехода являются одним из критериев поиска самородной серы. Вблизи выходов пород на дневную поверхность в этой зоне локализованы серопроявления, а на погружении пород под толщу более молодых образований могут содержаться залежи углеводородов.

Влияние карбонатной примеси на развитие сернокальцитового метасоматоза. Основным промышленным типом серных месторождений является инфильтрационно-метасоматический, локализованный в карбонатно-сульфатных толщах. На примере различных регионов выяснено [17], что серный метасоматоз развивается преимущественно среди литологических комплексов, состав которых определяется сочетанием гипсангидритовых пород с включениями, пропластками и пластами карбонатных пород.

Сульфатно-карбонатные образования представляют собой отложения эвапоритовых бассейнов или вторичны и развиты в кепроках соляных куполов. Сера замещает гипс, сформированный путем гидратации ангидритовой массы в зоне гипергенных инфильтрационных процессов. Замещение происходит по гипсу в пластах карбонатных пород, под карбонатными толщами и над их кровлей. Карбонатные пласты, являющиеся водонефтегазоносными, играют роль проводников для серообразующих растворов. На основе расчетов равновесных концентраций кальцита на Гаурдакском месторождении установлена его устойчивость при серообразовании, а изменения карбонатной составляющей сводятся к переходу доломита в кальцит [5]. Основываясь на данных по распространенности на серных месторождениях арагонита, Н. П. Юшкин [23] отметил тяготение наибольших количеств этого минерала к месторождениям, связанным с существенно магнезиальными толщами, причем серообразующие растворы обогащались Мд в результате взаимодействия с вмещающей породой. Ореолы раздоломичивания, объясняемые обратным течением реакции Мариньяка — Гайдингера под воздействием сульфатных вод, описаны С. К. Кропачевой [9] на серных месторождениях Керченского полуострова. Помимо упомянутых процессов на серных месторождениях происходят растворение карбонатов углекислотными водами и формирование порового пространства, а переотлагаясь в зависимости от продуцирования или окисления H<sub>2</sub>S, карбонаты выполняют функции буфера, препятствуя сильному изменению рН среды [20].

Среди отложений, слагающих гаурдакскую свиту на участке Кызылтумшук, выделяются гипс-ангидритовые породы основной массы и карбонатные породы пачки R. Гипс-ангидритовые образования могут обладать хорошо выраженной сетчатостью и слоистостью, которые наблюдаются преимущественно вблизи выходов верхнеюрских отложений на дневную поверхность. Сетчатость ангидритов обусловлена присутствием черных тонких ветвящихся прожилков, выполненных глинисто-карбонатной массой, иногда с примесью асфальтоподобного вещества. Тонкая полосчатость обусловлена переслаиванием гипса или ангидрита с известняком. Иногда в ангидритах наряду с параллельной слоистостью наблюдаются плойчатые текстуры.

Западнее, на большей глубине, ангидриты слабосетчатые, иногда обладают неясно выраженной полосчатостью. На общем фоне пятнами выделяются участки, обогащенные карбонатным материалом. Карбонатные прожилки и раздувы представляют собой мелкие округлые зерна кальцита или доломита, образующие цепочки, разреженные скопления, а также сгустки пелитоморфного кальцита. В массе породы присутствуют округлые белые вкрапления данбурита диаметром 0,5—2,5 мм. Под микроскопом видно, что они имеют буроватую окраску и пелитовое строение.

В некоторых образцах гипсовой породы отчетливо прослеживается начальная стадия кальцитизации с одновременным образованием скрытокристаллической серы. Кальцит присутствует в виде микропримеси, едва различимой под микроскопом при больших увеличениях, или образует кристаллики скаленоэдрического габитуса размером до 0,05 мм. Вкрапления серы составляют в диаметре 1—3 мм. Форма вкраплений неправильная, очертания их извилистые, частично ровные. Строение серных агрегатов монолитное и ячеистое. Ячейки в сере выполнены гипсом. По краям серных агрегатов и внутри них видны зерна ангидрита и кальцита, что может служить доказательством одновременности эпигенетической карбонатизации и серообразования.

В составе пачки R выделяются два основных типа карбонатных пород, развитых в разных частях территории. Доломиты серые и темносерые до черных, пелитоморфно-микрозернистые и сгустково-комковатые с включениями и прожилками ангидрита распространены в северной части участка. В центре участка, вблизи серных тел, пачка R сложена почти черными битуминозными известняками с включениями ангидрита.

В общем для гаурдакской свиты можно выделить три типа литофации: 1 — относительно мелководные сетчатые и слоистые ангидриты; 2 — относительно глубоководные слабосетчатые ангидриты; 3 — ангидрит-доломитовые отложения пачки R, накапливавшиеся в условиях бассейна со средней степенью осолонения. Присутствие в составе карбонатной части литофаций A и B сгустково-комковатых карбонатных водорослевых пород свидетельствует об их накоплении выше границы фотосинтеза. Подобные литофации выявлены в Предкарпатье и на Керченском полуострове [10]. Формирование их происходило здесь на приливно-отливных участках, частично образуя фацию палеосебкхи. В эпигенезе сернокальцитовый метасоматоз приводил к формированию различных типов руд, в том числе и полосчатых.

Серная минерализация в гаурдакской свите на участке Кызылтумшук четко тяготеет к зоне распространения сетчатых ангидритов. Как установлено при микро- и макроскопических исследованиях керна поисковых скважин, сера приурочена к карбонатным прожилкам и прослоям, которые часто содержат ОВ. Вблизи карбонатных участков ангидриты седиментационно-диагенетического типа перекристаллизованы в гипс, с которым иногда ассоциируют самородная сера и вторичный кальцит. Можно полагать, что, как и в других случаях, осадочный карбонатный материал повышал проницаемость пород, в которые вначале внедрилось ОВ, а затем инфильтрационные воды, положившие начало серообразованию. В связи с этим большой интерес представляет сопоставление поля распространения карстовых проявлений и серной минерализации в сульфатной толще.

На фиг. З видно, что карстовые полости, как и сера, располагаются в контуре относительно мелководных литофаций. На больших участках юго-западного крыла Кугитангской антиклинали отложения свиты полностью размыты в неоген-четвертичное время. Можно полагать, что проникновение карстовых вод на глубину контролировалось не только положением древнего базиса эрозии, но и во многом изменением количества карбонатной примеси в ангидритах. На границе литофаций могла

7\*



Фиг. 3. Распространение самородной серы в породах гаурдакской свиты на участке Кызылтумшук

1 — ангидриты сетчатые и полосчатые; 2 — ангидриты слабосетчатые; 3 — сера в ангидритах; 4 — сера в пачке R; 5 — карстовые полости в гаурдакской свите; 6 — разломы; 7 — общий контур серной минерализации; 8 — номера скважин

образоваться зона слабого водообмена, благоприятная для развития на локальных участках бедной серной минерализации. Важно отметить также, что преимущественно доломитовый состав пачки R местами меняется на известковый, что свидетельствует, вероятно, о дедоломитизации пород под воздействием сульфатных растворов.

Седиментационно-диагенетическая примесь карбонатного материала стимулировала серообразование по гипсам и ангидритам в связи с увеличением проницаемости толщи для инфильтрационных вод. Как и оксфордские карбонатные отложения, породы гаурдакской свиты обладают литологической зональностью, связанной с возрастанием количества карбонатной примеси по мере приближения к положительным структурам, конседиментационно развившимся в позднеюрское время. Относительно мелководные литофации распространены вдоль западного крыла Кугитангской антиклинали, обрамляют Гаурдакскую и другие структуры района, развиты вдоль приподнятого края ступеней. Прослеживание относительно мелководных литофаций, сложенных ангидрита-



Фиг. 4. Схема изменчивости литологического состава неоген-четвертичных отложений в плане участка Кызылтумшук

Отложения: 1 — голубовато-серые субаквальные (глины, алевролиты, конгломераты, брекчии); 2 — сочетание сероцветных с красноцветными; 3 то же и палевые; 4 — преимущественно красноцветные; 5 — общий контур серной минерализации; 6 — разлом; 7 — изученные скважины, их номера

ми с большой примесью карбонатного материала, представляет возможность выявления серной минерализации на различных участках, где существует совокупность благоприятных для серообразования факторов.

Палеоландшафтные особенности локализации самородной серы. Для Гаурдакского и некоторых других серных месторождений установлена связь сероносности с эрозионными долинами размыва, являющаяся разновидностью контроля минерализации структурами с ослабленной покрышкой [6, 18]. Изучение литологических особенностей неоген-четвертичных отложений в долине р. Кугитангдарьи показало, что при общей приуроченности самородной серы к эрозионному врезу зоны ее локализации тесно связаны с составом отложений, распространенных в палеодолине. При этом скопления серы преимущественно развиты в отложениях, сформированных в субаквальных условиях (фиг. 4).

Долина р. Кугитангдарьи в настоящее время представляет собой такыр с небольшой рекой, обрамленный невысокими горами с кустарниковой и травянистой растительностью. Горы сложены сульфатно-карбонатными и пестроцветными отложениями юры и мела, являющимися источником обломочного материала. Неоген-четвертичные отложения на площади представлены глинами, алевролитами, конгломератами и карбонатными брекчиями. Терригенные образования имеют вишнево-красную, голубовато-серую и желтовато-серую (палевую) окраску. В подавляющем количестве скважин они содержат угловатые и окатанные обломки коричневато-черных известняков, а также ангидритов верхней юры. Встречаются обломки шламово-детритовых известняков и алевролитов нижнемелового возраста. По строению нами выделяются два основных типа разрезов неоген-четвертичных отложений и два переходных между ними.

Отложения первого типа, выполняющие врез реки на большей части территории, представлены преимущественно красноцветной брекчиевоглинистой толщей мощностью до 300 м с обломками юрских и меловых пород. В нижней части этой толщи иногда прослеживаются прослои голубовато-серых конгломератов и глин. Отложения второго типа имеют голубовато-серый цвет и сложены в верхней части конгломератами, в средней — глинами, в нижней — карстовыми карбонатными брекчиями выщелачивания и обрушения верхнеюрской карбонатно-сульфатной толщи.

Переходные отложения также представлены двумя группами разрезов. В первой из них верхняя часть толщи представлена палевыми глинами и алевролитами, ниже залегают красноцветные глинистые образования, а затем голубовато-серые глины. Во второй верхняя и нижняя часть толщи сложены голубовато-серыми породами, а средняя красноцветными.

По результатам споро-пыльцевого анализа (определения В. А. Вронского) в терригенной толще выявлены два палинологических комплекса акчагыл-апшеронского возраста. Первый комплекс приурочен к темносерым и светло-серым карбонатным глинам, залегающим в нижней и средней частях разреза, и представлен большим количеством пыльцы и спор. Важной особенностью спектров является значительная доля в них (17—39%) переотложенных форм, которые, как правило, переносятся водным путем. В отдельных пробах этих глин микрофаунистическим анализом (определения Н. И. Супруновой) обнаружены обломки остракод, а также водоросли.

Второй палинологический комплекс содержится в голубовато-серых глинах из верхней части разреза, а также палевых и красных карбонатных глинах. При наличии общих с вышеописанным комплексом черт его особенностью является резкое, часто на порядок уменьшение количества спор и пыльцы, практически полное отсутствие пыльцы водных растений и переотложенных форм.

Красноцветные глины и известняково-ангидрит-алевролитовые брекчии характеризуются угловатой формой обломков, насыщенностью окисными формами Fe, повышенной магнезиальностью. В водных вытяжках из этих образований доминируют Ca и сульфат-ион, отмечаются нитраты.

В голубовато-серых глинах обломки более окатаны; отмечено большое количество пирита, оксикерита и тонкодисперсного кварца; водные вытяжки обогащены Cl и щелочными металлами, иитраты практически отсутствуют. В сероцветах отсутствует Nb, уменьшены по отношению к красноцветам концентрации Cu, Ni, V, Cr, Zn, Co и Ca, а содержания Zr и Pb повышены. Состав палинологических спектров, микрофаунистические, литологические и геохимические данные свидетельствуют о накоплении красноцветных неоген-четвертичных осадков палеодолин р. Кугитангдарьи в обстановке супераквальных, а сероцветных — субаквальных элементарных ландшафтов [14].

Серная минерализация в неоген-четвертичных отложениях распространена весьма широко, образуя гнезда, выполняя трещины, пропитывая сероцветные песчано-алевролитовые породы с образованием базального цемента, а также метасоматически развиваясь по гидратированным обломкам ангидритов. Заполнение пустот и трещин наблюдается преимущественно в нижней части разреза неогеновых отложений и иногда в конгломератах, слагающих верхнюю часть сероцветных разрезов. В карбонатных брекчиях встречаются мощные столбообразные сернокальцитовые тела, в которых массивная самородная сера замещает вторичный гипс и ассоциирует с кальцитом перекристаллизации карбонатного материала или формирует более поздние кристаллические агрегаты совместно с кальцитом выполнения.

Серная минерализация, как выяснилось, локализуется лишь в определенном типе отложений палеовреза р. Кугитангдарьи и приурочена преимущественно к участкам распространения сероцветных субаквальных образований, отлагавшихся в бассейне с интенсивным сероводородным заражением. Практически повсеместное присутствие в них пирита, наличие прослоев алевролитов, песчаников с серной пропиткой гидрогенного типа и рассеянными скоплениями оксикерита позволяет предположить поступление углеводородсодержащих сероводородных вод из подстилающих верхнеюрских регионально нефтегазоносных отложений уже в период накопления неоген-четвертичной толщи. На начальном этапе эрозионного процесса развитие карста привело к образованию ряда колодцев, выполненных продуктами разрушения сульфатной толщи и служивших каналами разгрузки серообразующих флюидов. Водная обстановка создавала условия для окисления H<sub>2</sub>S на кислородном геохимическом барьере, формирования гидрогенной серы и вторичных сульфатов, а также для развития серного метасоматоза по сульфатным минералам в верхнеюрской и неоген-четвертичной толщах.

В отличие от сероцветных красноцветные породы накапливались преимущественно в субаэральных условиях, и H<sub>2</sub>S поступал, вероятно, прямо в атмосферу без формирования серной минерализации. Следует отметить, что в скважинах, где присутствуют прослои сероцветных пород среди красноцветов, имеется и незначительная серная минерализация в карбонатной толще оксфорда. Подток H<sub>2</sub>S продолжался и после литификации неоген-четвертичной толщи, формируя поздние кристаллические разности серы и кальцита.

Минеральный состав и зональность эпигенетической минерализации. Ассоциация минералов, изученная нами на участке Кызылтумшук, близка к описанным ранее в многочисленных трудах по инфильтрационнометасоматическим серным месторождениям различных регионов [23]. Месторождения обычно характеризуются минеральной зональностью по простиранию и падению залежей, по мощности залежей и зональностью многостадийного минералообразования в минерализационных полостях. Б. И. Сребродольский [19] показал, что в минеральных парагенезисах формирующихся месторождений этого генетического типа основными ассоциациями являются серно-карбонатно-сульфатная, серно-сульфатнобитумная и серно-сульфидная, а в зоне окисления—сульфатная, сульфатно-окисная, сульфатно-силикатная и сульфатно-карбонатная. Смена ассоциаций происходит вследствие различий в физико-химических параметрах серообразования на различных участках залежей, а также в период проявления пострудных процессов. Многие минералогические закономерности, установленные на других месторождениях, выдерживаются и на Кугитангской площади, представляя возможность прогнозирования скоплений самородной серы.

Работами многих исследователей в карбонатных отложениях оксфорда Средней Азии установлено широкое развитие эпигенетических новообразований, однако изменение их состава в пределах сероносных площадей оставалось малоизученным. Комплекс эпигенетических минералов на Кугитангской площади включает серу, ангидрит, кальцит, целестин, пирит, сфалерит, кварц, флюорит, оксикерит, иногда доломит. Состав эпигенетических новообразований в неглубоко залегающих оксфордских отложениях Гаурдакской и Кугитангской площадей практически аналогичен описанным для одновозрастных карбонатных толщ, вскрытых скважинами на большой глубине [7], с той лишь разницей, что на исследованных нами серносных участках и в обнажениях присутствует оксикерит, а на нефтегазоносных структурах — битумы. Карбонатные породы, изученные в шлифах по керну поисковых скважин, подвержены перекристаллизации и сульфатизации, которая активно сопровождает процессы выщелачивания карбонатов с заполнением пор, каверн и трещин ангидритом, целестином и гипсом. Доломитизация или раздоломичивание наблюдается в карбонатных, породах крайне редко, на участках повышенной пористости пород, и, как правило, сопровождается осернением и сульфатизацией.

Изучение верхней части карбонатной толщи по большому количеству шлифов не позволило проследить какой-либо закономерности в изменении состава эпигенетической минерализации, которая находилась бы во взаимосвязи с сероносностью вышележащих отложений.

Значительно большей информативностью обладают данные по нерастворимому в HCl остатку карбонатных пород оксфорда подстилающих сероносных толщ. В профиле скважин и по площади ассоциации минералов в оксфордских карбонатных отложениях последовательно изменяются. Основные эпигенетические минеральные ассоциации в отложениях оксфорда на Кугитангской площади образуют следующие зоны, которые могут быть оконтурены в плане (фиг. 5): 1) сульфидноангидрит-оксикеритовая; 2) ангидрит-оксикеритовая; 3) ангидрит-оксикерит-серная; 4) ангидрит-серная; 5) кварц-ангидрит-серная. В составе перечисленных ассоциаций полизональными являются ангидрит и оксикерит. Практически повсеместно встречена примесь (>1%) целестина. Небольшие количества минералов, характеризующих выделенные зоны (сульфиды, сера, кварц), редко присутствуют и за пределами зон. Размещение минеральных ассоциаций в плане участка находится в тесной зависимости от степени погружения вмещающих пород под толщу более молодых образований и близости крупных разрывных нарушений. В связи с этим при общей направленности зон минерализации, совпадающей с простиранием отложений, они сильно изогнуты. Ширина их изменяется с севера на юг: узкие зоны в северной части к югу резко расширяются.

Сульфидно-ангидрит-оксикеритовая ассоциация тяготеет к области наибольшего погружения оксфордских отложений. Здесь в керне большинства скважин прослеживаются агрегаты мелких кристалликов пирита, предшествующих сере, а вблизи тектонических нарушений тонкокристаллический пирит выполняет вертикальные трещины мощностью в первые десятки сантиметров и образует гнезда. Иногда с пиритом ассоциируют крупные, до 10 см гнезда или мелкокристаллические агрегаты коричневого полупрозрачного клейофана. В отдельных интервалах разреза встречаются редкие включения кристаллической серы, более поздние по отношению к сульфидам.

Ангидрит-оксикеритовая и ангидрит-оксикерит-серная ассоциации сменяют предыдущую по восстанию карбонатной толщи, а минеральная ассоциация, наблюдаемая у естественных выходов коренных пород, сложена ангидритом, оксикеритом и серой. На севере и юге рассматриваемой площади к последней ассоциации добавляются игольчатые и призматические водяно-прозрачные кристаллики кварца, появление которого обнаруживается при еще большем приближении к открытой части Кугитангской антиклинали. Серная минерализация, локализованная среди верхнеюрских и неоген-четвертичных перекрывающих отложений, расположена вблизи зоны перехода от сульфидно-ангидрит-оксикеритовой к оксикерит-ангидрит-серной минеральной ассоциации. На севере площади это мелкие серопроявления, практически полностью укладывающиеся в границы зоны перехода, а южнее-крупное, разобщенное на отдельные тела скопление серы. На продолжении этой зоны находится еще одно серопроявление.

Зональное распределение минеральных ассоциаций отражает границу смены сероводородной восстановительной обстановки (сульфидноангидрит-оксикеритовая ассоциация) окислительной (ангидрит-серная ассоциация). Волнистый характер линии перехода можно объяснить различной степенью тектонической раскрытости структуры, а также глу-



Фиг. 5. Схема распределения минеральных ассоциаций в карбонатных отложениях оксфорда на участке Кызылтумшук

Минеральные ассоциации: 1 — сульфидно-ангидрит-оксикеритовая; 2 — ангидритрит-оксикеритовая; 3 — ангидрит-оксикерит-серная; 4 — ангидрит-серная; 5 кварц-ангидрит-серная; 6 — общий контур распространения серы на участке Кызылтумшук; 7 — разломы; 8 — скважины с изученным керном, их номера

биной проникновения кислородсодержащих вод в пределах отдельных тектонических блоков, причем подъем границы восстановительной обстановки в приразломных зонах на более высокий уровень определяется, по-видимому, подтоком сероводородных газов по разломам. Переходные физико-химические условия являются наиболее благоприятными для процессов серообразования [18], что находит свое отражение в формировании серных залежей в вышележащих породах. В пестрой по составу толще неоген-четвертичных образований установлены определенные закономерности распределения некоторых минералов относительно общих контуров серной минерализации. Пирит и кальцит в неоген-четвертичной толще окаймляют серные залежи по восстанию пород; иногда здесь наблюдается интенсивная перекристаллизация пород без признаков осернения. Гнездовый и жильный кальцит с пиритом хорошо выражены среди конгломератов, перекрывающих сероносные интервалы. Нахождение в керне скважин кальцита и пирита в неоген-четвертичных отложениях может служить критерием для поиска самородной серы в более глубоких частях разреза или на погружении пород.

В целом общий контур серной минерализации на участке Кызылтумшук пространственно тяготеет к границе смены сульфидно-оксикеритовой минеральной ассоциации в оксфордских отложениях на сульфатносерную, а в неоген-четвертичной толще оконтуривается пирит-кальцитовыми ореолами.

На территории Северного Кавказа, в междуречье Кич-Малки — Тызыла, в полосе обнажений пород титон-валанжинского и более молодого возраста весьма широко распространены карбонатные новообразования в виде кальцититов, сложенных белым кристаллически-зернистым кальцитом, жил и прожилков, травертинов [3].

Кальциты представляют собой, как правило, крупные останцы среди неизмененных пород на склонах глубоко врезанных долин, располагающиеся на различном стратиграфическом и гипсометрическом **ур**овне. Они образовались по сульфатным и карбонатным породам титонского яруса в зонах нарушений северо-западной, субмеридиональной и северо-восточной ориентировки и внешне практически неотличимы друг от друга. Установленные выходы кальцититов располагаются в 4-6 км к западу и юго-западу от Малкинского серопроявления, окаймляя его по восстанию пластов, что характерно для Кугитангской площади и других серных месторождений СССР. Микроскопически в кальцититах определены единичные зерна ангидрита, целестина, битумы, рассеянная мелкая вкрапленность самородной серы. Газово-жидкие и жидкие включения в кальците содержат жидкие углеводороды. Среди кальцитов обычны прослои (до 0,5 м) неизмененных пелитоморфных известняков. По изотопному составу С кальциты резко отличаются от неизмененных известняков тем, что С кальцититов изотопно облегчен. Это свидетельствует об участии в их образовании углеводородов.

Очень интересными новообразованиями, практически не изученными на серных месторождениях, являются травертины. Они слагают значительные по мощности поля в непосредственной близости к Малкинскому серопроявлению. Подобно кальцититам травертины также тяготеют к зонам нарушений. Микроскопически в них кроме кальцита установлены ангидрит, целестин, мелкие скопления самородной серы. По изотопному составу С кальцита травертины могут быть как изотопно тяжелыми, так и облегченными. Отложение травертинов на дневной поверхности хорошо увязывается с серообразующими процессами на глубине, поэтому обнаружение травертинов в областях развития сульфатнокарбонатных толщ следует рассматривать как поисковый признак серных залежей [2, 4].

Геохимические критерии поисков. Многочисленные данные свидетельствуют о едином характере процесса формирования инфильтрационных залежей серы, основанном на микробиологической редукции сульфатов и последующем окислении выделившегося H<sub>2</sub>S до элементарной S [11, 23]. Изотопный состав S варьирует на месторождениях разных тенетических типов, а в пределах конкретных месторождений серосодержащие минералы и разделенные во времени генерации одних и тех же минералов также значительно отличаются по содержаниям изотопа <sup>32</sup>S. Закономерная изменчивость изотопного состава установлена и для С кальцитов, ассоциирующих с самородной серой.

Изотопный состав S и C, изученный нами на Кугитангской площади.

последовательно изменяется от дорудных минералов ( $\delta^{34}$ S пирита — 12,0°/<sub>00</sub>,  $\delta^{34}$ S гипса +17,5÷ +17,8°/<sub>00</sub>,  $\delta^{13}$ C кальцита — 11,6°/<sub>00</sub>) к минералам рудного этапа ( $\delta^{34}$ S серы +16,2÷ +20,9°/<sub>00</sub>,  $\delta^{13}$ C кальцита — 10,2÷ —14,9°/<sub>00</sub>) и поздним минералам ( $\delta^{34}$ S пирита — 0,6°/<sub>00</sub>,  $\delta^{34}$ S серы +9,2÷ +21,3°/<sub>00</sub>,  $\delta^{13}$ C кальцита —21,0÷ —21,3°/<sub>00</sub>). Вариации в содержаниях тяжелых и легких изотопов объясняются интенсивностью микробиальной сульфатредукции и участия продуктов метаболизма бактерий в составе новообразованных минералов.

Активным агентом при серообразовании является ОВ нефтяного типа, участвующее в редукции сульфат-иона. На серных месторождениях ОВ представлено мальтами, асфальтенами, оксикеритами и прочими остаточными соединениями, представляющими собой конечные продукты окисления нефти.

В Гаурдак-Кугитангском районе нами установлено, что сероносные карбонатные, сульфатные и в меньшей степени терригенные отложения содержат большое количество ОВ (до 10% от объема породы) типа оксикерита, а содержание битумоидов в них очень низкие (0,0001— 0,001 вес.%). Сера ассоциирует с маслянистыми типами битумоидов, с увеличением смолистой примеси ее концентрация резко убывает. На участках развития серной минерализации в составе ОВ уменьшается, вплоть до полного исчезновения, роль карбонильной и гидроксильной групп.

На серных месторождениях, связанных с осадочными толщами, установлено, что наиболее благоприятны для серообразования палеогидрохимические зоны смешения глубинных растворов с поверхностными сульфатными водами, характеризующиеся составом водных вытяжек из минералов от хлоридно-натриевых до сульфатно-кальциевых. Водные вытяжки из сероносных отложений и эпигенетических минералов в Гаурдак-Кугитангском районе имеют преимущественно сульфатно-кальциевый состав, характерный для многих серных месторождений Средней Азии и Предкарпатья. Появление в составе водных вытяжек значительной примеси ионов Na и Cl довольно четко увязывается с положением серных залежей.

На участках развития самородной серы наблюдаются геохимические аномалии, для которых характерны содержания Sr и V, превышающие рассчитанные нами по известной методике минимально-аномальные значения.

Выводы. 1. В Гаурдак-Кугитангском районе серные залежи в кимеридж-титонской сульфатной и неоген-четвертичной терригенно-обломочной толщах помимо зон тектонических нарушений тяготеют к участкам распространения рифогенных построек, развитых среди подстилающих карбонатных отложений оксфорда. Биогермные массивы вследствие их лучшей проницаемости являлись источниками углеводородов, необходимых для серообразования.

2. Наиболее благоприятны для развития серного метасоматоза относительно мелководные фации сульфатных отложений кимеридж-титона с высоким содержанием осадочного карбонатного вещества.

3. Сернокальцитовые тела в неоген-четвертичной толще, выполняющей палеоврез р. Кугитангдарьи, приурочены к карстовым колодцам в сульфатных породах, выполнявшим роль каналов для разгрузки серообразующих растворов. На сероносных участках отложения палеовреза обладают особенностями, указывающими на их формирование в субаквальной обстановке.

4. Положение серных тел в вышележащих отложениях связано с изменением состава эпигенетических минеральных ассоциаций в верхней части карбонатной толщи оксфорда. Наиболее перспективной является зона, заключенная между полями распространения сульфидно-ангидритоксикеритовой и ангидрит-серной ассоциаций. В неоген-четвертичной толще серные тела окаймлены пиритовыми и кальцитовыми ореолами.

На Северном Кавказе серопроявления сопровождаются широким развитием кальцититов и травертинов вдоль разрывных нарушений.
На участках развития серной минерализации вторичные гипсы отличаются аномальным изотопным составом S, кальциты — повышенным содержанием <sup>12</sup>С. В сероносных отложениях постоянно присутствует оксикерит, а содержание углеводородов незначительно. На ИКспектрах ОВ видно уменьшение роли карбонильной и гидроксильной групп. Вокруп серных тел часто повышены содержания в породах Sr и V.

6. Водные вытяжки из сероносных отложений и агрегатов эпигенетических минералов в Гаурдак-Кугитангском районе имеют преимущественно сульфатно-кальциевый состав. Вблизи серных залежей в их составе появляется значительная примесь ионов Na и Cl.

## Литература

- 1. Алексенко И. И. Сера Предкарпатья. М.: Недра, 1967. 303 с.
- 2. Байков А. А., Семенов Г. А. О возможной связи травертинообразования с серообразующими процессами. — В кн.: Тезисы докладов V конференции по геологии
- полезным ископаемым Северного Кавказа. Т. 2. Ессентуки, 1980, с. 362—363. 3. Байков А. А., Седлецкий В. И., Семенов Г. А. О пространственно-генетической связи травертинов с месторождениями полезных ископаемых (на примере Северного Кавказа).— Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 3, с. 682—685. 4. Байков А. А., Голиков-Заволженский И. В. К перспективам сероносности юрских от-
- ложений Центрального Кавказа. В кн.: Закономерности образования и размещения месторождений серы как теоретическая основа их прогноза и поисков. Киев: Наук. думка, 1980, с. 94—99. 5. Беленицкая Г. А. Современные гидрогеохимические процессы на Гаурдакском сер-
- ном месторождении. Докл. АН СССР, 1968, 183, № 6, с. 1421-1423.
- 6. Беленицкая Г. А., Седлецкий В. И. Поздненеоген-четвертичный эрозионно-карстовый цикл в бассейне Каспийского моря.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 4, с. 117-123.
- 7. Валитов Н. Б., Филиппов С. А. О роли вторичных изменений газовмещающих пород при формировании месторождений сероводородсодержащих газов. -- Сов. геология, 1980, № 11, с. 10—17. 8. Зелизна С. Т. К вопросу о зональности распределения углеводородных и серных
- скоплений в Предкарпатье. В кн.: Проблема происхождения нефти и газа и об разования их промышленных залежей. Киев: Наук. думка, 1966, с. 163—169. 9. Кропачева С. К. Карбонатные породы и их околорудные изменения на серопроявле-
- ниях Керченского полуострова. Геол. рудн. месторожд., 1978, № 4, с. 111-117.
- 10. Кропачева С. К. Литолого-фациальные особенности сульфатных пород и их влияние на серообразование. В кн.: Литология, минералогия и геохимия месторожде-ний самородной серы. Киев: Наук. думка, 1980, с. 45—53. 11. Леин А. Ю., Иванов М. В. Минералого-геохимические особенности формирования
- серных месторождений. В кн.: Литология, минералогия и геохимия месторожде-
- серных месторождении. В кн.: литология, минералогия и геохимия месторождений самородной серы. Киев: Наук. думка, 1980, с. 16—34.
  12. Отрешко А. И. Сероносные провинции СССР. Казань, 1971. 247 с.
  13. Парникель Е. С. Гаурдакское месторождение самородной серы. В кн.: Геология месторождений самородной серы. М.: Недра, 1969, с. 289—296.
  14. Перельман А. И. Геохимия ландшафтов. М.: Высшая школа, 1975. 341 с.
  15. Писарчик Л. К. Белеричкая Г. А. Питологиянские критовии провисс.
- 15. Писарчик Л. К., Беленицкая Г. А. Литологические критерии прогноза месторожде-ний самородной серы.— В кн.: Литология, минералогия и геохимия месторождений
- нии самородной серы. В кн.: этигология, минералогия и теолимия месторождений самородной серы. Киев: Наук. думка, 1980, с. 34—45.
  16. Саксеев Г. Т., Суль М. Ф. Генезис месторождений серы Предкарпатского бассейна и направление поисково-разведочных работ.— В кн.: Генезис месторождений самородной серы и перспективы их поисков. М.: Наука, 1974, с. 59—64.
  17. Соколов А. С. Основные закономерности геология, 1958, № 5, с. 80—103.
  18. Соколов А. С. Основные закономерности сторения и размещения месторождений.
- 18. Соколов А. С. Основные закономерности строения и размещения месторождений серы.— В кн.: Закономерности образования и размещения месторождений серы как теоретическая основа их прогноза и поисков. Киев: Наук. думка, 1980, с. 10-23.
- 19. Сребродольский Б. И. Закономерности минерального состава месторождений самородной серы. В кн.: Литология, минералогия и геохимия месторождений самородной серы. Киев: Наук. думка, 1980, с. 45-53.
- 20. Стащук М. Ф. О генезисе прикарпатских серных месторождений. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 8. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1970. c. 12—26.
- Трощкий В. И., Шпора Л. Д., Каськов Б. А., Гаврилюк М. Г. К вопросу о мето-дике поисков эпигенетических месторождений серы в сульфатных и карбонатных формациях юга Средней Азии. Тр. Ташк. ГУ, 1972, вып. 432, с. 155—165.
   Уклонский А. С. Парагенезис серы и нефти. Ташкент: ФАН, 1940. 290 с.
- 23. Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л.: Наука, 1968. 188 с.

Ростовский госуниверситет

УДК 550.84 : 553,661.1

# ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СЕРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

## САМАРКИН В. А.

Приведены данные сравнительного литологического и изотопно-геохимического исследования вмещающих пород и руд Водинского, Сырейско-Каменнодольского и Тургеневского месторождений. Сделан вывод об образовании серных руд при замещении сульфатных минералов вмещающих пород в процессе микробиологической редукции сульфатов с использованием органических соединений, возникавших при биодеградации нефтей.

Серные месторождения Поволжья стратиграфически приурочены к пачке переслаивающихся карбонатных, сульфатно-карбонатных и сульфатных пород казанского яруса верхней перми, где сульфатными породами сложено 46% разреза [28].

Относительно условий образования этих месторождений существует ряд гипотез. В. И. Изергин [9] и Б. П. Кротов [10] относили месторождения к эпигенетическим, сформировавшимся по сульфатным породам под воздействием углеводородов. В. А. Изергин [9] отмечал возможное участие в этом процессе микроорганизмов. Б. П. Кротов [10] считал, что микроорганизмы не могли обеспечить продукцию H<sub>2</sub>S в количествах, достаточных для формирования месторождений. В последующем эпигенетическую инфильтрационно-метасоматическую гипотезу образования серных месторождений района по сульфатным породам развивал А. С. Соколов [24, 25]. Близкой точки зрения на образование данных месторождений придерживаются Г. П. Мамчур [12], Я. К. Писарчик [18], Я. К. Писарчик, Г. А. Беленицкая [19].

Широко известной является гипотеза А. И. Отрешко [14] о формировании серных месторождений на стадии эпигенеза при окислении глубинного «термокаталитического» H<sub>2</sub>S в породах карбонатного состава. П. М. Мурзаев [13], М. В. Иванов [8], Р. Г. Панкина [17] относили эти месторождения к седиментационным.

В задачу данной работы входила сравнительная литологическая и изотопно-геохимическая характеристика вмещающих пород и руд, изучение направления и последовательности минералого-петрографических изменений пород и происходившего при этом перераспределения изотопов S и C в минералах. Целью исследований явилось выяснение особенностей строения и состава преобразованных в серные руды исходных пород, основного источника серы в рудах и характера процессов рудообразования. Объектами исследований служили породы и руды Водинского, Сырейско-Каменнодольского (участок ПВС) и Тургеневского месторождений, а также сульфатные породы, обнажающиеся в Красноглинском гипсовом карьере (фиг. 1, *а*). На Водинском месторождении типичные образцы пород и руд отбирались в карьерах. Исследовались также образцы керна и дубликаты поинтервальных проб из скважин эксплуатационной разведки. На участке ПВС и Тургеневском месторождении отбирались образцы керна и дубликаты поонтервальных проб.

## МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД И РУД

Изученный разрез казанских отложений представлен на фиг. 1. В разрезе выделяются следующие типы сульфатсодержащих пород: пластовые массивные гипсы, мергелистые гипсы и известковистые гипсо-





Фиг. 1. Схема размещения Средневолжских серных месторождений и разрез пород казанского яруса (с учетом данных [7, 8, 20, 28])

A — схема размещения месторождений: a-s — серопроявления и месторождения: a — в верхнеказанских отложениях;  $\delta$  — в нижнеказанских отложениях; s — в нижнепермских и карбоновых отложениях;  $\epsilon$  — пефтяные месторождения; d — нефтегазовые месторождения; e — изогипсы по кровле швагеринового горизонта; m — разрывные нарушения 1 порядка, приразломные валы (структуры II порядка); s — направление мисрации нефти. I — Жигулевско-Криволукский вал; II — Красноярско-Хилковский вал; III — Сокский кал; IV — Серноводско-Боровский вал. Цифрами 1—5 обозначены ме

сторождения серы, 1 — Водинское, 2 — Сырейско-Каменнодольское, 3 — Тургеневское, 4 — Красноглинский гипсовый карьер, 5 — Алексеевское Б — разрез пород казанского яруса; 1 — ангидриты; 2 — гипсы; 3 — доломиты; 4 — слоистые гипс-доломитовые породы типа «слоеный пирог»; 5 — оолитовые доломиты с гипсовым цементом; 6 — гипсоносные доломитовые мергели; 7 — гипсоносные доломиты соор казанского казанского учисти в соороности с типсоносные доломиты с гипсовым цементом; 6 — гипсоносные доломитовые мергели; 7 — гипсоносные доломитовые породы и с слов казанского учисти в соороности и соороности с типсоносные доломитовые мергели; 7 — гипсоносные доломитовые породы и с слов казанского учисти в соороности и соороности с с соороности с с соороности с с соороности с с соороности с слов казанского учисти в соороности с соороности с с соороности с с соороности с с соороности с соороности с соороности с с с соороности с с с соороности с соороности с соороности с с соороности с тово-известковистые глины; 8 — серно-кальциевые руды; 9 — руды типа «слоеный пи-рог»; 10 — мергелистые руды; 11 — оолитовые доломитовые руды; 12а — желваки гипса; 126 — включения битума; 13а — включения серы; 136 — серно-кальцитовые включения. Цифрами (1—4) обозначены разрезы месторождений аналогично фиг. 1А. Рака — нижнеказанские отложения; Рака — верхнеказанские отложения; слои: b — барбашинские, is — исаклинские; sr — сорокинские, jm — юматовские, pd — падов-ские, o — орловские, d — дубровинские, v — водинские

носные глины, слоистые гипс-доломитовые породы типа «слоеный пирог», микрозернистые и оолитовые доломиты с гипсовым цементом и доломиты с желваковыми стяжениями гипса.

Пластовые гипсы массивные, вблизи контактов с серными рудами иногда рассланцованные. Помимо массивной в гипсах встречаются неяснослоистые и желваковые текстуры. Гипсы повсеместно содержат доломитовые и глинисто-доломитовые прожилки и включения. На контактах с прослоями доломитовых пород и вдоль карбонатных прожилков в гипсах часто отмечается укрупнение зернистости. Широко развиты селенитовые разности гипса. Желваковым гипсам свойственно зональное строение, выражающееся в переходе от центра к периферии мелкозернистого гипса в игольчатый и шестоватый. Эти визуальные признаки указывают на перекристаллизацию основной части гипсов. Об этом также свидетельствует наличие скоплений лепидобластового гипса среди мелкозернистой основной массы (фиг. 2, a).

Массивные мелкозернистые ангидриты исаклинских слоев (см. фиг. 1) отделены от подстилающих барбашинских доломитов прослоем неравномерно-зернистого гипса. Переход ангидритов в гипсы постепенный через гипс-ангидритовую породу. Текстурный рисунок доломитовых прожилков одинаков в гипсах и ангидритах. Вблизи карбонатных прожилков в ангидритах отмечаются включения крупнозернистого гипса. Подобные признаки указывают на образование гипсов за счет гидратации ангидритов.

В массивных гипсах содержатся включения целестина И пирита, приуроченные, как правило, к доломитовым прожилкам и межзерновым трещинкам (см. фиг. 2, б, в).

Мергелистые гипсы и известковистые гипсоносные глины содержат прожилки, прослои и желваки гипса, также несущие следы перекристаллизации.

Пласты тонкослоистых гипс-доломитовых пород залегают в кровле дубровинских и падовских доломитов верхнеказанского подъяруса (см. фиг. 1). В этих породах прослойки гипса мощностью 5-50 мм чередуются со слойками доломита. В гипсе содержатся прожилковидные включения тонкозернистого доломита. У контактов с доломитом гипсы значительно перекристаллизованы.

В барбашинских слоях нижнеказанского подъяруса (см. фиг. 1) гипс содержится в виде дисперсного цемента в микрокристаллических доломитах и в цементе оолитовых доломитов. Гипсовый цемент крупнозернистый с мелкими участками мелкозернистого гипса и отдельными зернами ангидрита (см. фиг. 2, ∂).

Результаты анализа минерального состава сульфатных пород приведены в табл. 1.

Пластовые гипсы выделенных слоев по минеральному составу сходны между собой и содержат среди основных минералов помимо гипса доломит. В составе «прочих» преобладают кремниевые и глинистые минералы, целестин и пирит. По данным химических анализов в гипсах присутствуют от 1,98 до 6,87% свободной SiO<sub>2</sub>, от 0,24 до 0,80% пиритной S и от 0,06 до 0,6% SrO.

Текстурные и минералогические особенности руд тесно связаны с характером стратиграфических аналогов сульфатных пород. Пластовым





а — участки перекристаллизованного крупнозернистого гипса в мелкозернистом гипсе, николи +; б — зерна пирита и доломита в гипсе, николи ||; в — зерна целестина в глинисто-доломитовых включениях в гипсе; николи ||; г — включения кальцита (серое) и серы (черное) в гипсе (белое) в зоне перехода пород в руды IV горизонта николи ||; д — оолитовые доломиты с гипсовым цементом; е — оолитовые доломиты с серно-кальцитовым (руды Тургеневского месторождения, XI гор.)

гипсам в сероносных разрезах соответствуют массивные, неясно-слоистые, ячеистые, желваковые серно-кальцитовые руды с небольшим количеством доломита (горизонты II, III, IVa, V, VII, IX, см. фиг. 1).

Глинисто-известковистые сульфатные породы переходят в сернокальцит-доломитовые глинистые руды (горизонты I, IIIa, VIв). Прослойки и желваки гипса, содержащиеся в этих породах, сменяются в рудах слойками перекристаллизованного сероносного известняка и серно-кальцитовыми желваками [20].

Гипс-доломитовым породам типа «слоеный пирог» соответствуют слоистые серно-кальцит-доломитовые руды. При этом слойки гипсового состава сменяются по простиранию вблизи разрывных нарушений серно-кальцитовыми, реже чисто серными или кальцитовыми прослойками (горизонты IIд, IV) [19, 20]. На месте желваков гипса в доломитах наблюдаются серно-кальцитовые гнезда.

В барбашинских микрокристаллических доломитах с включениями тонкодисперсного гипса залегают доломитовые руды с дисперсной серой и кальцитом. Оолитовые руды с гипсовым цементом вмещают руды, в которых гипс замещен серой и кальцитом (см. фиг. 2, *д*, *е*).

В массивных желваковых и слоистых рудах выделяются две основ-

Таблица 1

Минеральный	состав	сульфатных	пород	казанского	яруса	района	Средневолжских
		серн	ных ме	сторождений	i		

Морфология и состав слоев сульфатных	Содержание минералов. %					
пород	гипс	доломит	прочие			
Водинские слои:	00.0 08.9*					
пластовые гипсы	$\frac{90,0-90,2^{+}}{93.6(10)}$	$\frac{<1-1,8}{3.7(40)}$	$\frac{0,8-5,4}{2,7(40)}$			
Орловские слои:	55,0(10)		2,7(10)			
пластовые гипсы	$\frac{87,3-96,1}{94,3(10)}$	$\frac{<1-9,4}{3,1(10)}$	$\frac{1,0-6,0}{2,6(10)}$			
мергелистые гипсы	62,0	26,0	12,0			
Падовские слои:						
пластовые гипсы	$\frac{74,2-97,6}{91,8(8)}$	$\frac{<1-22,0}{5,4(8)}$	$\frac{1,3-6,3}{2,8(8)}$			
«слоеный пирог» то же	58,5 73,7	39,2 25,2	2,3 2,1			
Сорокинские слои:	02/	4.9	94			
Исаклинские слои:	95,4	4,2	2,4			
пластовые гипсы	91,7	6,8	1,5			
Барбашинские слои: микрокристаллические доломиты	28,6	70,4	1,0			
оолитовые доломиты с гипсовым	14,3	84,5	1,2			
то же	38,3	60,0	1,7			

 В числителе дроби — интервал содержаний, в знаменателе — средни значения; цифры в скобках количество анализов. \*\* Смешанная проба.

ные генерации серы и кальцита. Первая генерация минералов представлена буровато-желтой мелкозернистой серой и зернистым кальцитом с включениями битумов. Сера второй, более поздней, генерации крупнокристаллическая, ярко-желтая, не содержит битумных включений и встречается вместе с крупнокристаллическим гнездовым и прожилковидным белым кальцитом.

Включения доломита в рудах обычно не претерпевают существенных изменений. В отдельных образцах наблюдается перекристаллизация и раздоломичивание доломитовых включений. Во всех типах руд в тесной ассоциации с серой и кальцитом постоянно присутствуют целестин и пирит.

Гипс в рудах представлен селенитовыми прожилками, крупными кристаллами типа «марьино стекло» и гипсовыми останцами размером от 0,5 до 10 м по простиранию. Останцы обычно сложены сахаровидным гипсом с небольшим количеством карбонатных включений, часто в гипсе присутствует бурое битуминозное вещество.

Характер процессов рудообразования наиболее отчетливо проявлен на контактах вмещающих пород и руд и в пластах с незавершенными процессами рудообразования.

Например, в зоне контакта руд IV горизонта с гарбонатно-сульфатными породами типа «слоеный пирог» в гипсовых прослоях вдоль доломитовых прожилков появляются зерна кальцита и серы (фиг. 2, г, 3). При более полном преобразовании пород остаются лишь реликтовые зерна гипса среди серно-кальцитовых агрегатов. Иногда в подобных зонах кальцит отсутствует и в перекристаллизованном гипсе отлагается только сера.

В рудах VIв горизонта наблюдаются переходы от мелкозернистого гипса с включениями ангидрита через крупнокристаллический гипс в зернистый битуминозный кальцит. Сера находится в ассоциации с зер-



Фиг. 3. Схематическая зарисовка зоны перехода пород типа «слоеный пирог» в слонстые серные руды IV горизонта и значения  $\delta^{34}S$  и  $\delta^{13}C,~\%_0$ 

a — общий вид зоны перехода; б — детальная зарисовка участка контакта пород и руд; 1 — доломиты; 2 — гипсы; 3 — серно-кальцитовые прослои; 4 — условные границы осернения; 5a — серно-кальцитовый агрегат; 56 — сера; 6 — прожилки доломита; 7 — значения  $\delta^{34}$ S,  $\%_0$ ; c — гипса, S — серы и  $\delta^{13}$ C,  $\%_0$ ;  $\partial$  — доломита,  $\kappa$  — кальцита; в числителе дробей интервалы значений  $\delta^{34}$ S,  $\%_0$ , в знаменателе — среднее значение

нистым кальцитом, отдельно скопления серы приурочены к центральным частям полностью преобразованных желваков.

Основными минералами серных руд являются сера, кальцит и доломит (табл. 2). Среди «прочих» минералов в рудах присутствуют глинистые и кремниевые минералы, целестин и пирит.

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ И УГЛЕРОДА

Для изотопного анализа отбирались мономинеральные фракции рассмотренных выше морфологических разновидностей минералов или их генераций [11]. Химическая подготовка проб на изотопный анализ проводилась по общепринятым методикам [27]. Изотопный состав S определялся на масспектрометре МИ-1305, С на CH-7 «Varian» с воспроизводимостью для δ <sup>34</sup>S ±0,5%, для δ <sup>13</sup>C ±0,2%. Результаты измерения величины δ <sup>34</sup>S для неосерненных пород и руд

Результаты измерения величины  $\delta^{34}$ S для неосерненных пород и руд приведены в табл. 3. Наиболее легкий и однородный изотопный состав S имеют гипсы из проб, отобранных за пределами месторождений, и в образцах мелкозернистого слабоизмененного гипса вдали от контактов с серными рудами на месторождениях. Средние значения  $\delta^{34}$ S для них составляют 13,4, 13,9%, что лежит близко к пределам, характерным для эвапоритов верхнепермского возраста [6]. В контуре месторождений наблюдается тенденция к обогащению более крупнозернистых разностей в процессе перекристаллизации тяжелым изотопом <sup>34</sup>S. При гидратации исаклинских ангидритов также происходит некоторое утяжеление новообразованного гипса (см. табл. 3). Значения  $\delta^{34}$ S целестинов от 13,0 до 23,4%, величина  $\delta^{34}$ S пиритов от 2,6 до 9,6%, т. е. несколько облегчена по сравнению с S сульфата верхнепермского возраста.

## Минеральный состав руд Средневолжских месторождений (по данным количэственного термогравиметрического анализа)

Образцы	Содержание минералов, %									
Образцы	сера	кальцит	гипс	доломит	прочие					
		Участок	ПВС							
Водинские слои: I-пр (10) II-обр IIа-обр	17,0 23,3 11,7	39,2 66,3 37,3	8,0 —	22,3 4,2 47,5	13,5 6,2 3,5					
	I	Водинское мест	орождение							
Орловские слои: III—пр (23) III—обр Падовские слои:	14,5 20,7	61,0 54,5	7,1 15,8	15,0 5,5	2,4 3,5					
IV—пр (12) IV—обр V—пр (6) VIв—пр (5)	12,8 15,0 18,3 12,7	36,2 28,0 61,0 39,2	15,8 26,3 12,1 22,4	32,0 26,6 5,5 11,3	4,5 4,1 3,1 14,4					
	T	ургеневское ме	сторождение							
Исаклинские слои: IX—обр Барбанинские слои:	11,5	77,0	—	6,0	5,3					
Х—обр дисперсн. Х—обр оолит. то же	9,5 9,2 4,5	11,5 25,6 13,4		73,5 62,2 77,7	4,5 4,0 4,4					

Примечание. Проба V—пр составлена из 6 образцов руды V горизонта Водинского карьера; пр — средневзвешенные пробы, составленище из поинтервальных проб; обр — типичные образцы руд из карьеров и керна скважин; в скобках — количество проб.

Характер перераспределения изотопов S в минералах на контактах вмещающих пород и руд и пределы значений б<sup>34</sup>S для гипса и серы приведены на рисунках (фиг. 3, 4). В зонах замещения гипса кальцитом и серой значения б<sup>34</sup>S достигают + 19,8÷ +25°/<sub>00</sub>. Самородная S здесь несколько облегчена, значения б<sup>34</sup>S составляют +9,0÷ +12,5°/<sub>00</sub>. Перераспределение изотопов S особенно ярко проявляется в рудах VIв горизонта, в которых процесс замещения сульфатных минералов S и кальцитом прошел не до конца. Минимальное значение δ<sup>34</sup>S самородной серы составляет +0,5°/<sub>00</sub>. Сульфатная S гипсов утяжелена, величина δ<sup>34</sup>S достигает +26,0°/<sub>00</sub>.

В останцах гипса из руд значения  $\delta^{34}$ S изменяются от величин, характерных для слабоизмененных пород (+14,6%), до значений  $\delta^{34}$ S +22,7%), присущих битуминозному гипсу.

Величины  $\delta^{34}$ S сульфатных пород и самородной S в целом колеблются в сопоставимых пределах (см. фиг. 3, 4, 5).

Руды содержат целестин, обогащенный тяжелым изотопом <sup>34</sup>S ( $\delta^{34}$ S от + 16,8% до + 38,4%).

8\*



Фиг. 4. Схематическая зарисовка зон перехода сульфатных пород в серные руды III горизонта и значения  $\delta^{34}$ S,  $\%_0$ , в минералах вмещающих пород и руд а, б — общий вид зон перехода пород в руды; в, г — детальные зарисовки контактов пород и руд; 1 — доломиты, 2 — гипсы, 3 — мергели, 4 — мелкозернистый гипс, 5 — крупнозернистый гипс, 6 — включения доломита, 7 — осерненный перекристализованный гипс, 8 — серно-кальцитовая руда; 9 — останцы гипса в руде, значения  $\delta^{34}$ S,  $\%_0$ : г — гипса, S — серы и значения  $\delta^{13}$ C,  $\%_0$ : д — доломита, к — кальцита

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для серных месторождений Среднего Поволжья характерен четкий тектонический контроль размещения залежей [3] и рудных тел [20, 21]. В результате ранее проведенных исследований [21] и наших наблюдений установлена строгая зависимость текстурных особенностей и состава руд от содержания и характера распределения сульфатов во вмещающих породах. Самородная сера и изотопно-легкий кальцит обычно занимают в рудах то же положение, что и гипс во вмещающих породах. Включения седиментационно-диагенетического доломита в породах и рудах имеют близкий изотопный состав С, свойственный осадочным карбонатам. Таким образом, формирование серных руд на Средневолжских месторождениях происходило по сульфатным и карбонатно-сульфатным породам, а не по карбонатным, как это ранее предполагалось А. И. Отрешко [14].

Для месторождений района характерна тесная связь с углеводородами. Включения битумов присутствуют в ранних генерациях серы и изотопно-легкого кальцита. Битумы серных руд по своему составу близки к окисленным нефтям района [23, 26], что подтверждает участие нефтяных углеводородов в процессах рудообразования.

Проведенные исследования показали, что преобразование сульфатных и карбонатно-сульфатных пород в серные руды начиналось с гидратации ангидритов и перекристаллизации гипсов. Наиболее активно эти процессы происходили при миграции растворов в тектонически подготовленных зонах, развивались в гипсах по неоднородностям вдоль контактов с карбонатными слоями, прослоями, прожилками и по межзерновым трещинам и сопровождались образованием целестина и пирита. Утяжеление изотопного состава перекристаллизованного гипса и целестина, несколько облегченный изотопный состав S пирита указывают на



Фиг. 5. Гистограмма значений δ<sup>34</sup>S, ‰ в минералах пород и руд Средневолжских месторождений 1 — пределы значений δ<sup>34</sup>S, ‰ верхнепермских сульфатов [6]; значения δ<sup>34</sup>S, ‰; 2 — мелкозернистого гипса; 3 — ангидрита; 4 — гипса из проб,

Ачстраны за пределами месторождений; 5 — крупнозернистого гипса; 6 — селенита; 7 — серы; 8 — целестина; 9 — пирита; 10 — сульфатные слои; 11 — сероносные горизонты

Фиг. 6. Гистограмма значений δ<sup>13</sup>С, ‰ в карбонатных минералах пород и руд Средневолжских месторождений значения δ<sup>13</sup>С, ‰: 1 — доломита из вмещающих пород, 2 доломита из руд; 3 — битуминозного зернистого кальцита в рудах, 4 — крупнокристаллического кальцита в рудах; пределы значений δ<sup>13</sup>С, ‰: 5 — вмещающих известняков [12], 6 — кальцита из руд [12], 7 — морских известняков [4], 8 — нефтей Волго-Уральской области [2]

Значения	8 <sup>84</sup> S гипс	аи 8 <sup>1</sup>	<sup>18</sup> С доломи	та в 1	породах	казанского	возраста	в контурах
		изаи	контурами	серни	ых место	рождений,	%。	

		ð34S		, δ <sup>13</sup> C
Слон сульфатных пород	в контурах	осернения	за контурами	
	гипс м/з	гипс к/з	осернения	доломиты
Водинские	$\frac{10,7-12,7}{11,8(3)}*$	$\frac{12,2-14,6}{13,3(12)}$	13,5 14,0	+ <b>0,</b> 6 +2,2
Орловские	$\frac{10,1-15,2}{14,1(9)}$	$\frac{14,7-19,0}{16,5(16)}$	14,0 14,0	-3,0 +2,8 +1,2
Падовские	$\frac{12,5-15,0}{13,8(4)}$	$\frac{14,0-17,1}{15,9(7)}$	14,0	+3,0 +0,4
Юматовские	_	15,9 16,4	14,0	
Сорокинские	15,5	19,0	$\frac{12,5-14,0}{13,6(5)}$	_
	13,2**	14,9		+0,6
Исаклинские	14,0	17,6***	—	-0,6
Барбашинские	11,4	$\frac{14,0-17,2}{15,0(5)}$	-	+5,6
Среднее по казанским отложениям Верхнепермские эвапориты Волго- Уральской области [6]	13,4 (20) —	15,6(45) 	13,9 (11) 9,5÷13,4	+1,25 (8) 

\* В числителе интервал значений б<sup>34</sup>S, в знаменателе — среднее; в скобках — количество анализов. \*\* Значение б<sup>34</sup>S ангидрита. \*\*\* Значение б<sup>34</sup>S крупнозернистого гипса из ангидрита.

Таблица 4

Значения	ð <sup>94</sup> S	И	<b>δ</b> ¹3C	B	минералах	вмещаю	щих	пород	И	руд	Средневолжских
					месторо	ждений,	°/00	*			

Порсды в руды, минералы	Слабоизмененные сульфатные поро- ды за контурами и в контурах месторождений	Перакристаллизо- ванные сульфат- ные породы в контурах месторождений	Зоны перехода сульфатных пород в серные руды	Серные руды
Гипс	$\frac{10,1\div15,2}{13,6(20)}^{**}$	$\frac{12,2\div19,0}{15,6(45)}$	$\frac{16,8\div22,2}{19,7(17)}$	$\frac{17,5+35,0}{20,3(17)}$
Целестин	13,0	$\frac{16,7+23,4}{20,5(5)}$	—	$\frac{16,8\div 38,4}{22,5(16)}$
Сера	_	_	$\frac{8,2\div12,5}{10,2(5)}$	$\frac{0,5\div19,3}{12,6(48)}$
Доломит		+5,6 5(8)	-13,5	+5,9
Гипс *** Сера ***	-	_	$4,5\div$ $6,2\div$	11,5(8) 9,2(7)
Кальцит ***		-	$\frac{-12,0\div}{-22}$	-28,0(48)
Вмещающий известняк***	-		$\frac{-5,0\div}{-0,}$	+2 3 (27)

Анализы изотопного состава серы выполнены А. Г. Матросовым, углерода В. А. Бондарем, ИБФМ АН СССР.
 \*\* В числителе — пределы значений, в знаменателе — среднее значение, в скобках — число анализов.
 \*\*\* Данные Р. Г. Панкиной [16] для гипса и серы Водинского и Алексеевского месторождений, для кальцита и вмещающего известняка тех же месторождений — Г. П. Мамчура [12].

то, что в растворах уже на ранней стадии происходила микробиологическая редукция сульфатов.

В дальнейшем в этих зонах в связи с активизацией движения растворов и процессов сульфатредукции происходило замещение гипса кальцитом и серой и образование парагенного им целестина [21].

Близкая последовательность процессов преобразования сульфатных пород установлена для месторождений Средней Азии [1, 11, 29].

Наличие направленного утяжеления изотопного состава S гипсов от слабоизмененных пород к серным рудам, облегченный изотопный состав самородной серы в участках начального и неполного развития процессов замещения гипса серой и изотопно-легким кальцитом свидетельствуют о биогенной природе процессов рудообразования (табл. 4).

Практически полное наследование самородной серой промышленных руд изотопного состава исходных гипсов (см. фиг. 5, табл. 4) и отсутствие в районе залежей сероводородных газов с близким изотопным составом [15] указывают на то, что основным источником серы служили сульфатные породы казанского яруса.

Для выяснения вопроса о привносе серы был произведен ориентировочный расчет баланса серных соединений в рудах трех горизонтов Водинского месторождения. Расчет производился по результатам химического анализа среднесмешанных проб, характеризующих крупные участки. Расчет баланса серы производился следующим образом. По данным химических анализов был рассчитан минеральный состав руд. Кальцит и сера, как было показано выше, являются вторичными минералами, возникающими при замещении сульфатов исходных пород. Гипс в рудах представлен реликтами исходных сульфатов, а также образовывался при окислении серы. Содержание доломита и н. о. мало изменялось в процессах рудообразования. Тогда исходное количество гипса в замещаемых породах можно рассчитать следующим образом: г=(100-Д--н. о.), %, где г — содержание гипса, Д — доломита, н. о.— нерастворимого остатка в %.

Данные расчета баланса серы по среднесмешанным пробам руд Водинского месторождения приведены в табл. 5—7. Величина привноса S в процентах от ее общего содержания в рудах составила 7,3—11,8%. В комплексе с изотопными данными эти результаты показывают, что процессы серообразования происходили на месте залегания пород, основным источником S служили замещаемые сульфаты, а не гипотетический термокаталитический H<sub>2</sub>S [14]. Дополнительное количество S могло привноситься в зону рудообразования в виде сульфат-иона с инфильтрационными водами.

Таблица 5

Горизонт и № прэб		Содержание компонентов (%), приведенное к 100%												
	S°	SO3	CaO	MgO	CO3	битум	общ. Н <sub>2</sub> О	н. о.	сумма					
111—9с IV—10с VIв—12с	11,42 10,86 13,91	13,07 11,60 5,73	34,86 36,54 37,57	2,87 3,98 2,86	22,85 26,00 29,54	0,49 0,61 0,49	$5,01 \\ 3,32 \\ 2,09$	9,45 7,09 7,81	100 100 100					

Таблица 6

Горизонти № проб	Содержание минералов, %										
	cepa	гипс	кальцит	доломит	битум	п роч не	сумма				
III—9c IV—10c VIB—12c	11,42 10,86 13,91	28,00 24,89 12,30	37,44 38,21 52,31	13,20 18,34 13,18	0,49 0,61 0,49	9,45 7,09 7,81	100 100 100				

Минеральный состав проб

Химический состав проб

#### 119

Расчет баланса серы

		Одержа	ние серы в ј	руде	Содери	кание се сходных	ры в гипсе пород	Привнос серы	
Горизонт и № проб	s°, %		ΣS				ΣS		· · ·
		s/so <sub>3</sub> , %	%	грамм в 1000 см <sup>3</sup>	Гипс, %	%	ѓрамм в 10 <b>0</b> 0 см <sup>а</sup>	грамм в 1000 см <sup>3</sup>	% от ΣS в руде
III—9с IV—10с VIв—12с	11,42 10,86 13,91	5,23 4,64 2,29	16,65 15,50 16,20	386,3 359,6 375,8	77,35 74,57 79,01	14,38 13,87 14,70	340,8 328,7 348,4	45,5 30,9 27,4	11,8 8,6 7,3

Применание. Объемный вес руды принимался 2,32 г/см<sup>3</sup>, гипса — 2,37 г/см<sup>3</sup>. Химические анализы руд выполнены в Центральной химической лаборатории Куйбышевского серного завода.

месторождений связано с Формирование Средневолжских серных поступлением углеводородов и кислородсодержащих вод в тектонически подготовленные проницаемые зоны литологически неоднородных карбонатно-сульфатных пород казанского яруса верхней перми. Движение углеводородов происходило в позднетретичное время от сдвиговых нарушений вверх по зонам повышенной микротрещиноватости на крыльях структур II и III порядка [7]. Подобные структуры и зоны контролируют размещение месторождений [3]. Врезание доакчагыльских эрозионных палеодолин способствовало поступлению в такие зоны кислородсодержащих инфильтрационных вод [14]. При этом в порово-трещинном проницаемом пространстве пород могли создаваться благоприятные условия для развития активного биоценоза углеводородокисляющих и сульфатредуцирующих микроорганизмов [22, 30] и для формиромикрозонального окислительно-восстановительного вания барьера. В условиях дефицита кислорода углеводородокисляющие микроорганизмы продуцировали повышенные количества полуокисленных соединений, используемых сульфатредуцирующими бактериями [5, 22], а реакция окисления биогенного  $H_2S$  сдвигалась в сторону преимущественного образования элементной S. В связи с постоянным потреблением сульфатов происходило постепенное растворение гипса вмещающих пород и отложение на его месте биогенного изотопно-легкого кальцита и самородной серы.

## выводы

1. Серные руды Средневолжских месторождений сформировались по сульфатным, карбонатно-сульфатным и глинисто-карбонатно-сульфатным породам, сульфатные минералы которых служили основным источником серы.

2. Преобразование вмещающих пород в руды активно происходило в наиболее проницаемых зонах, начиналось с процесса гидратации ангидрита, сменялось перекристаллизацией гипса и завершалось замещением его кальцитом и серой.

3. Последовательное утяжеление изотопного состава S гипса и целестина от неизменных пород к рудам, наследование самородной S изотопного состава исходных гипсов и отложение изотопно-легкого кальцита свидетельствуют о биогенной природе рудообразующих процессов, протекавших на месте залегания сероносных пород.

## Литература

Беленицкая Г. А. Некоторые закономерности проявления гипергенных преобразований сульфатных пород и их роль в формировании серных залежей Гаурдак-Кугитангского района.— В кн.: Геология и генезис месторождений горнохимическог> сырья. Казань, 1975, с. 197—202.

- Ботнева Т. А., Мюллер П. Е., Маас И. Об изотопном составе нефтей и их фракций. Геол. нефти и газа, 1969, № 7, с. 33—39.
   Валеев Р. И., Шайхутдинова Р. Г. Тектонические критерии прогноза и поисков месторождений самородной серы платформенных областей. В кн.: Генезис месторождений самородной серы и перспективы их поисков. М.: Наука, 1974, с. 139-143.
- 4. Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с. 5. Горленко В. М., Кузнецова В. А. Бактериальное восстановление сульфатов при совместном культивировании Desulfovibrio desulfuricans и углеводородокисляющих бактерий на минеральной среде с нефтью. — Прикладная биохимия и микробиология, 1966, № 3, с. 264—270.
- 6. Еременко Н. А., Панкина Р. Г. Вариации 8<sup>34</sup>S в сульфатах современных и древних морских водоемов Советского Союза.— Геохимия, 1971, № 1, с. 81—91. 7. Зайдельсон М. И., Вайнбаум С. Я., Копрова Н. А. О формах и масштабах миграции
- углеводородов в процессе формирования залежей нефти и газа на территории Куй-бышевского Поволжья.— В кн.: Геология, геохимия и геофизика Волго-Уральской области. М., 1972, с. 36-55.
- 8. Иванов М. В. Роль микроорганизмов в генезисе месторождений самородной серы.
- М.: Наука, 1964. 368 с. 9. Изергин В. А. Алексеевское месторождение серы.— В кн.: Волжская сера. Т. 1. M., 1933, c. 11-18.
- 10. Кротов Б. П. О генезисе Куйбышевских месторождений серы. В кн.: О генезисе Куйбышевских месторождений серы. М.: Изд-во Ломоносовского ин-та АН СССР, 1935. 160 c
- 11. Леин А. Ю. Генезис серно-кальцитовых руд Гаурдакского месторождения. Геохимия, 1976, № 3, с. 422—432. 12. Мамчур Г. П. С<sup>12</sup>/С<sup>13</sup> в карбонатах Водинского месторождения самородной серы.—
- Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2, с. 121—123. 13. Мурзаев П. М. Условия образования Куйбышевских месторождений серы.— В кн.:
- О генезисе Куйбышевских месторождений серы. М.: Изд-во Ломоносовского ин-та AH CCCP, 1935. 160 c.
- 14. Отрешко А. И. Сероносные провинции европейской части СССР. Казань, 1971. 279 с.
- 15. Панкина Р. Г., Мекшиева В. Л. Изотопный состав серы попутных газов бобриковского горизонта Волго-Уральской области.— Геохимия, 1964, № 9, с. 866—871.
- 16. Панкина Р. Г. Изотопный состав серы Средне-Волжских серных месторождений в связи с ее генезисом.— Сов. геол., 1966, № 8, с. 150—153.
- 17. Писарчик Я. К. Об интерпретации данных изотопного состава серы Средневолж-
- ских месторождений. Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5, с. 72—78. 18. Писарчик Я. К., Беленицкая Г. А. Литологические критерии прогноза месторождений самородной серы. В кн.: Литология, минералогия и геохимия месторождений самородной серы. Киев: Наукова думка, 1981, с. 34—45.
- 19. Проценко В. А. Структурные и литолого-фациальные условия локализации серных руд Водинского месторождения. В кн.: Формационный метод в прогнозе и изучении месторождений горнохимического сырья. М.: Недра, 1974, с. 174—181.
- 20. Проценко В. А. Роль условий накопления вмещающих пород в формировании рудных горизонтов Водинского месторождения самородной серы.— Литол. и полезн.
- ископ., 1976, № 3, с. 119—133. 21. Ривкина Е. М., Леин А. Ю., Самаркин В. А. Генезис целестина экзогенных серных месторождений.— Геохимия, 1981, № 3, с. 418—429. 22. Розанова Е. П., Кузнецов С. И. Микрофлора нефтяных месторождений. М.: Нау-
- ка, 1974. 200 с.
- А. С. О генезисе месторождений самородной серы. Литол. и полезн. 23. Соколов ископ., 1965, № 2, с. 51—59. 24. Свешников А. А. Битумы серных месторождений Среднего Поволжья. Куйбышев,
- 1936, с. 31-39 (Тр. Куйбышевского планового ин-та, вып. 1).
- 25. Соколов А. С. Основные закономерности строения и размещения месторождений серы. — В кн.: Закономерности образования и размещения месторождений серы как
- теоретическая основа их прогноза и поисков. Киев: Наукова думка, 1980, с. 10—23. 26. Успенский В. А., Индебом Ф. В. Геохимическая характеристика нефтей и других битумов. Л., 1957. 304 с. (Тр. ВНИГРИ, вып. 107).
- 27. Устинов В. И., Гриненко В. А. Прецизнонный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы. М.: Наука, 1965. 95 с.
- 28. Форш Н. Н. Пермские отложения. Уфимская свита и Казанский ярус. Л., 1955. 156 с. (Тр. ВНИГРИ, новая серия, вып. 92). 29. Юшкин Н. П. Метасоматический тип месторождений серы и его место в общей схе-
- ме катагенеза. В кн.: Геология месторождений самородной серы. М.: Недра,
- 1969, c. 36-64. 30. Sassen P. R. Biodegradation of crude oil and mineral deposition in a shallow Gulf Coast salt dome.— Organic Geochemistry, 1980, vol. 2, p. 153—166.

Институт биохимии и физиологии микроорганизмов АН СССР Пущино

Поступила в редакцию 23.IX.1982

# КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.31+551.71

## ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЛАНДШАФТОВ

## АНАТОЛЬЕВА А. И.

Реконструкция первичного облика древних, докембрийских, континентальных ландшафтов — одна из главных задач изучения ранних стадий формирования земного лика. Важность такого исследования определяется тем, что докембрийский этап развития земной коры по длительности превышает более чем в 6 раз всю последующую геологическую историю. Восстанавливая древние ландшафты и применяя методы сравнительно-литологического исследования и формационного анализа можно с необходимой строгостью реконструировать для разных территорий общие черты их палеогеографии и условия седиментации, свойственные минувшим геологическим эпохам. Соответствующие построения позволяют, опираясь на литологические, минералогиче ские, химические и другие данные, представить общую картину былых геологических событий и условий осадконакопления в сущности на палеогеографической основе.

Говоря о ландшафтах, необходимо иметь в виду характерные черты местности или, точнее, более или менее общирных пространств земной поверхности, определяемые типичными для них физико-географическими условиями, запечатленными в продуктах седиментации. Следуя такому наиболее общему определению понятия ландшафт, нетрудно представить, что палеоландшафты могут быть восстановлены по данным изучения синхронных им осадков. Любая осадочная порода континентального происхождения является в сущности результатом длинной цепи геологических событий: выветривания и эрозии пород в областях сноса, транспортировки материала в подвижной водной или воздушной среде, отложения и формирования в несколько стадий осадка, включая его уплотнение и литификацию, с конечным продуктом — горной породой. Каждый из этих процессов накладывает отпечаток на состав, текстуру и структуру пород.

Научной основой реконструкции палеоландшафтов является непосредственное сравнение их на основе свойственных им осадков с теми ландшафтами, которые наблюдаются на земной поверхности в настоящее или новейшее время. При таком сравнении могут быть, конечно, внесены любые поправки на возможные отклонения, обусловленные различиями древних и современных ландшафтов вследствие общей эволюции тех или иных факторов, оказывающих влиячие на седиментацию. Тем не менее любые выводы об устойчивости или изменчивости палеоландшафтов должны основываться на прямом сравнении древних и современных осадков.

Примеры наиболее распространенных современных континентальных ландшафтов, с которыми можно сравнивать древние, в первую очередь дожембрийские ландшафты, мы приведем, опираясь на данные об особенностях состава и строения красноцветных терригенных отложений, являющихся бесспорными континентальными образованиями [2, 3]. В современных условиях известно накопление красноцветных осадков в областях, тяготеющих к экваториальным и отчасти субтропическим зонам, где они распространены в пределах более или менее обширных территорий, отличающихся чертами, свойственными ландшафтам пустынь, всхолмленных плато, предгорий (пьедмонтов), а также аллювиальных и прибрежных равнин. Осадочные породы, характерные для каждого из перечисленных ландшафтов, отличаются определенной морфологией слагаемых ими геологических тел, составом, текстурными и структурными чертами, ископаемыми остатками и друтими особенностями.

Морфология геологических тел позволяет определить основные черты ископаемого рельефа земной поверхности, на которой они возникали. Что касается состава отложений, то он отражает не только обстановку седиментации, но и способы транспортировки осадочного материала, а также состав источников питания. Изучение текстурных особенностей отложений способствует выявлению условий осадконакопления и специфики литолого-геохимических процессов. В определении особенностей осадконакопления существенна также роль ископаемых остатков, свойственных тем или иным континентальным отложениям. Учитывая, что в областях континентальной седиментации процессы накопления и разрушения происходят одновременно, особое значение при изучении континентальных образований приобретает определение типичных черт гидрологического режима, под влиянием которого вырабатываются различные формы рельефа.

На современном лике Земли пустыни занимают около 20% поверхности, где резко проявлены процессы физического разрушения пород, приводящие к образованию мощных эоловых накоплений, по которым можно выделять этот тип ландшафтов. Кроме эоловых отложений для пустынь характерен также комплекс других генетически разнородных образований. Это пролювиальные, аллювиальные и озерные осадки, образующиеся в результате переработки эоловых накоплений. Пустынные речные отложения обычно очень своеобразны вследствие специфической роли временных водных потоков и известны под названием вади; не менее характерны для пустынь осадки, накапливающиеся в себхах и плайях [3, 9, 10]. В целом пустынные отложения образуют сложные системы тел неправильных форм залегания, имеющих вид дюн, барханов и других аналогичных образований, обычно свободно перемещающихся по земной поверхности под влиянием ветров. В ископаемом виде к этим отложениям относятся чистые хорошо отсортированные песчаники с разнонаправленной крупномасштабной косой слоистостью. Пески такого типа известны в современных пустынях Нефуд, Сонора, Симпсон, где они окрашены в красные тона.

Существенно подчеркнуть значение пустынных ландшафтов, распространившихся в докембрии на всю земную поверхность вследствие полного отсутствия на ней в то время растительного покрова, предохранявшего коренные породы от разрушения. Поверхность Земли в докембрии была незакрепленной и соответственно физические процессы, очень активно разрушавшие ее, способствовали образованию мощных песчаных накоплений. Выявление докембрийских пустынных ландшафтов требует специального изучения пород, основанного на анализе данных о формах залегания и составе древних осадочных образований, а также о других свойственных им тиличных чертах. Примеры докембрийских пустынных весьма ограничены и нуждаются в более надежных доказательствах, чем те, которые имеются сейчас. К такому ряду отложений относятся некоторые толщи Торридона Шотландни и группы Ватерберг Африки.

Другим типом современных ландшафтов, сопровождаемых красноцветными осадками, являются всхолмленные плато, примером которых служат районы Восточной Африки, где в настоящее время накапливаются переотложенные продукты латеритных кор выветривания [5]. Аналоги этих ландшафтов в докембрии могут быть реконструированы по данным изучения рифейских красноцветных отложений Русской платформы. Приподнятые участки этой платформы в рифее представляли собой холмистые равнины, подвергавшиеся интенсивному выветриванию, в результате чего возникали сравнительно мощные каолино-железистые коры выветривания, продукты разрушения которых поступали в бассейны рифейской седиментации.

Еще один тип современных континентальных ландшафтов, с которыми сопоставляются докембрийские их аналоги, может быть отнесен к ландшафтам пьедмонтов. Известно, что в предгорных зонах накапливаются мощные комплексы пролювнальных отложений, являющиеся результатом деятельности водных или грязевых потоков, сосредоточенных по окраинам погружающихся бассейнов и образующих веера конусов выноса, иногда срастающихся в протяженные шлейфы, опоясывающие горные гряды. Эти веера в ископаемом виде слагаются главным образом крупнозернистыми песчаниками и конгломератами, характеризующимися слабой сортировкой обломочного материала и плохой окатанностью. В отложениях, свойственных этому типу ландшафтов, обычно наблюдается большое количество крупных промоин, а также косонаслоенных серий; почти полностью отсутствует горизонтальная слоистость. Примером красноцветных осаков, отвечающих новейшим ландшафтам пьедмонтов, могут служить верхненеогеновые терригенные толщи серии Сивалик в предгорьях Гималаев [6]. Гранднозная, свыше 5000 м, мощность этих отложений свидетельствует об интенсивном погружении предгималайской зоны, происходившей одновременно с седиментацией.

Близкого состава и строения докембрийские красноцветные отложения представлены соответствующими толщами тасеевской и уянской серий, Торридона, Дабаунта и Гурона [1, 4, 12, 13, 14]. Для докембрийских пролювиальных красноцветных отложений перечисленных комплексов характерен разнозернистый, нередко грубый, и, как правило, полимиктовый состав пород, с плохо или совсем не сортированным обломочным материалом. В большинстве случаев это комплекс отложений предгорных выносов, возникающих в результате деятельности временных потоков. Такие формации представлены разнообразными красноцветными терригенными породами, включающими различной мощности прослои и линзы совершенно несортированного и плохо окатанного обломочного материала, в котором гальки и валуны лежат вперемежку с мелким щебнем, песком и илом. Герригенные породы, соответствующие этому типу палеоландшафтов, обычно не слоисты, хотя в них и наблюдается грубое переслаивание пачек пород различной зернистости. Полимиктовый состав отложений указывает на незначительную по дальности транспортировку обломочного материала из областей сноса, с содержанием в этом материале большого количества свежих, почти не претерпевших разложения зерен полевых шпатов и других минералов — на быстрое захоронение осадков. Для докембрийских красноцветных пролювиальных отложений характерна значительная мощность, достигающая нередко многих тысяч метров.

Аллювиальные равнины весьма разнообразны и чаще всего именно их распространение устанавливается по данным о накоплении континентальных отложений; такие равнины относятся к ряду наиболее широко распространенных континентальных ландшафтов. Из докембрийских отложений рассмотрим аллювий разветвленных рек, для которых характерно преобладание фаций, отличающихся неоднородным литологическим составом. В древних осадках это обычно чередование конгломератов и песчаников с плохой сортировкой и окатанностью обломочного материала; реже им подчинены глины. Породы образуют призмы, веера и шлейфы с типичной для них грубой и однонаправленной косой слоистостью. К характерным представителям современных аллювиальных, а также прибрежных равнин, в пределах которых отлагается терригенный материал с красящим железистым пигментом, относятся некоторые районы Северной Америки, расположенные в низовьях рек Ред-Ривер, Рио-Гранде и Колорадо. Докембрийскими аналогами красноцветных отложений являются лесчаники и другие образования серий тасеевской, акитканской, Торридона и Гурона [1, 8, 11, 13, 15]. Аллювиальные отложения этих серий наблюдаются в плащеобразном залегании на обширных выровненных пространствах. Из-за отсутствия растительности докембрийские аллювиальные равнины были весьма специфичны и представляли собой обширные участки земной поверхности, пересеченные водными потоками и блуждающими руслами. Типичные черты таких аллювиальных отложений определяются текстурными признаками, запечатленными в различных видах косой и иного типа слоистости, четко выраженными своеобразными структурными образованиями на поверхности напластования (промоины, знаки течения и волнений), а также характерными наборами пород. Помимо-преобладающих русловых фаций на докембрийских аллювиальных равнинах накапливались также озерные отложения, представленные преимущественно тонкозернистыми терригенными породами, среди которых обычно содержится немало продуктов хемогенной седиментации.

Прибрежные равнины с характерным для них комплексом дельтовых и лагунных отложений представляют тип ландшафтов, в пределах распространения которых наблюдаются фациальные изменения, приводящие к замещению континентальных красноцветных отложений морскими сероцветными толщами. Примеры таких замещений для докембрийских отложений весьма многочисленны. Особенно выразительны латеральные замещения красноцветных терригенных толщ морскими сероцветными обра-зованиями в рифейских отложениях Русской, Сибирской и Канадской платформ.

В целом, основываясь на сравнительно-литологическом и формационном изученым и опираясь на актуалистические построения, можно достаточно строго определить характерные особенности следующих докембрийских континентальных ландшафтов, требующих дальнейшего изучения с точки зрения задач палеоландшафтоведения: 1 — древние пустыни, 2 — всхолмленные плато, 3 — предгорные равнины, включающие пояса пролювиальных и речных конусов выноса, 4 — аллювиальные равнины со сложно разветвленными внутри них погребенными речными долинами и озерами, 5 — прибрежные равнины, сопровождаемые пляжевыми, дельтовыми, лагунными и другими аналогичными образованиями.

#### Литература

- 1. Анатольева А. И. Древняя красноцветная терригенно-гематитовая формация на югозападе Сибирской платформы.— Бюлл. МОЙП. Отд. геол., 1968, № 5, с. 79—91.
- 2. Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 364 c.
- 3. Анатольева А. И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978, 189 с.
- 4. Гамалея Ю. Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии.— Геотектоника, 1969, № 6, с. 34—45.
- Добровольский В. В. Геохимические особенности экваториальных ландшафтов Африки.— В кн.: Геохимия ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1975, с. 100—132.
   Докка М., Попов В. И., Кирсанов Ф. П. Сравнительная характеристика сиваликских
- и среднеазнатских молассовых формаций. В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Ташкент: Наука, 1969, с. 39-57.
- 7. Личков Б. Л. К вопросу о климатах прошлого Земли и ископаемых пустынях.— Изв. Таджикск. фил. АН СССР, 1944, № 4, с. 155—185. 8. Мац В. Д. Протерозойские образования Западного Прибайкалья.— В кн.: Геология СССР. Т. XVII. М.: Недра, 1962. с. 144—162.
- 9. Сидоренко А. В. Денудационные и аккумулятивные пустыни Средней Азии. Докл. АН СССР, 1950, т. 70, № 5, с. 863—866. 10. Синицын В. М. Центральная Азия. М.— Л.: Изд-во географ. лит-ры, 1959. 456 с. 11. Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. Н., Светов А. П., Хейска-
- нен К. И. Литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск: Наука, 1970. 366 с.
- Donaldson J. A. The Dubawnt group district of keewatin and Mackenzie.— Geol. Survey Canada, 1965, № 64—70, p. 1—12.
   Roscke S. M. Hurronian rocks and uranieferous conglomerates.— Geol. Survey Ca-
- nada, 1965, № 64-70, p. 24-37.
- 14. Selley R. S. Diagnostic characters of fluviatile sediment of the Torridonian formation (Precambrian) of northwest Scotland.— J. sediment., petrol., 1965, v. 35, № 2, p. 366—380.
- 15. Stewart A. D. Precambrian landscaps in nortwest Scotl. Geol. J., 1972, v. 8, № 7, p. 111-124.

ИЛСАН СССР Москва

Поступила в редакцию 27.Х.1982

## МЕТОДИКА

УДК 548.734.036

## ПОВЫШЕНИЕ ТОЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ МЕЖПЛОСКОСТНЫХ РАССТОЯНИЙ РЕФЛЕКСОВ НА ДИФРАКТОГРАММАХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

## САЛЫНЬ А. Л., ДРИЦ В. А.

Измерения межплоскостных расстояний малоугловых рефлексов на дифрактограммах ориентированных препаратов глин и глинистых минералов, полученных при съемке в стандартных режимах, связаны с относительно высокими погрешностями. Это затрудняет надежную интерпретацию экспериментальных данных, особенно в случае смешанослойных минералов.

Предложена методика, позволяющая при работе на дифрактометрах в стандартных режимах получения дифракционных картин существенно повысить точность измерения межплоскостных расстояний базальных отражений глинистых минералов. Эффективность предложенной методики иллюстрируется на примере изучения тонких структурных особенностей некоторых слоистых силикатов.

#### введение

Рентгеновская дифрактометрия — одно из наиболее эффективных средств определения фазового состава глин, уточнения разнообразных структурно-кристаллохимических особенностей глинистых минералов. При изучении образцов глин, как правило, используются ориентированные препараты, что позволяет значительно повысить чувствительность метода к выявлению базальных рефлексов, по наличию которых прежде всего и производится идентификация глинистых минералов. Важной особенностью рассматриваемой группы минералов является то, что они характеризуются большими периодами повторяемости вдоль оси с. Кроме того, широкое распространение смешанослойных структур также приводит к тому, что на дифрактограммах образцов глин регистрируются отражения в малоугловой области рассеяния рентгеновских лучей. При стандартных условиях проведения эксперимента, если не вводить соответствующих поправок, измерение межплоскостных расстояний малоугловых рефлексов осуществляется с относительно низкой степенью точности. В то же время для того чтобы судить об однородности — неоднородности состава и строения глинистых минералов, о количестве и порядке чередования разнотипных слоев в смешанослойных структурах, необходимы прецизионные измерения значений *d*-отражений во всей области рассеяния рентгеновских лучей. Высокие требования к точности эксперимента определяются тем, что на различные дефекты в структуре глинистых минералов в первую очередь «реагируют» малоугловые рефлексы, межплоскостные расстояния которых измеряются с наибольшими ошибками.

Цель настоящей работы — разработка методики, использование которой позволяет повысить точность измерения межплоскостных расстояний рефлексов, зарегистрированных на дифрактограммах, снятых в стандартных производственных условиях. Под стандартными производственными условиями подразумеваются такие режимы работы рентгеновских дифрактометров, которые наиболее часто используются в лабораториях при исследовании глин.

Основные факторы, влияющие как на смещение максимумов дифракционных отражений, так и на положение их центров тяжести, подробно обсуждаются в [4]. Наиболее значительными из них являются: горизонтальная и вертикальная расходимость первичного пучка рентгеновских лучей, конечная толщина образца (препарата) и режим работы интегрирующей цепочки измерительной схемы при автоматической записи.

В настоящей работе оценка роли перечисленных фажторов конкретизирована применительно к изучению глинистых минералов, что позволило наметить пути учета погрешностей, возникающих при определении межплоскостных расстояний. Практическое применение разработанной методики позволяет заметно повысить точность проводимых измерений при получении дифрактограмм в стандартных режимах работы рентгеновских установок.

#### получение корректирующих графиков

В лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов Геологического института АН СССР при исследовании глин экспериментальные условия съемки образцов следующие: дифрактометр ДРОН-2; рентгеновская трубка БСВ-22 или БСВ-24, Си $K_{\alpha}$ -излучение, Ni-фильтр, щели Соллера 2×2°, вертикальные щели 0,5× ×1×0,5 мм, сцинтилляционный счетчик, скорость движения гониометра 2 град/мин.

# Рассчитанные и экспериментальные значения $d_{hkl}$ морденита, измеренные при различных режимах съемки дифрактограмм, А

hki	Рассчитанные <i>4<sub>661</sub></i>	Режим с наименьш ми, условия эксг кальные щели 0, щели Соллера безынерционн	ими погрешностя- перимента: верти- 5; 1,0; 0,25; 0,05, 2×1°, съемка ым способом	Рабочий режим, условия «ксп»рим»н- та: вертикальные щели 0.5; 1.0; 1.0; 0.5, щели Соллера 2×2°, съемка безынерционным способом		
		dhkl	отклонениз от рас- считанных d <sub>/.kl</sub>	d <sub>hkl</sub>	отклонениз от рас- считанных d <sub>hkl</sub>	
110 020 200 220 130 310 330 150	13,5914 10,2459 9,0805 6,7957 6,3934 5,8056 4,5305 3,9978	13,5870 9,0721 	$ \begin{array}{c c} -0,0044 \\ -0,0034 \\ \\ \\ -0,0036 \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ -$	$\begin{array}{c} 13,6396\\ 10,2695\\ 9,0386\\ \hline \\ 6,3914\\ 5,8022\\ 4,5252\\ 3,9926\\ \hline \\ 8,926\\ \hline \\ 8,9926\\ \hline \\ 8,9926$	$\begin{array}{c} +0,0482 \\ +0,0236 \\ +0,0031 \\ -0,0019 \\ -0,0034 \\ -0,0056 \\ -0,0052 \end{array}$	
510 350 260	3,5764 3,3938 3,1967	3,2011	+0,0044	3,5707 3,3858 3,2022	$\begin{vmatrix} -0,0057 \\ -0,0040 \\ +0,0055 \end{vmatrix}$	

Юстировка аппарата осуществляется по стандартной методике [4]. Отличительной особенностью нашего эксперимента является наличие четвертой вертикальной щели («антифоновой») шириной і мм, находящейся между образцом и счетчиком на расстоянии 50 мм от оси гониометра.

Рабочие режимы измерительной схемы: начальный порог 15 В, ширина окна 10 В, коэффициент усиления ×32.

В зависимости от структурных особенностей исследуемого материала устанавливаются пределы измерений интенсивности рентгеновских лучей от 0,4 до 10 тыс. имп/с при постоянных времени  $\tau$  от 2 до 20 с. Три главных фактора определяют эти режимы: максимальная интенсивность дифракционных максимумов, высокая разрешающая способность и минимальное время получения дифрактограммы.

Препараты готовятся из суспензий методом осаждения на предметное стекло. Высота препарата определяется размером держателя плоских образцов (~14 мм), а ширина — размерами предметного стекла и составляет 25 мм. Толщина образца около 0,1 мм.

Приведенные режимы съемки дают возможность достаточно эффективно исследовать глинистые минералы во всем угловом интервале, в котором регистрируются их дифракционные картины. Задача состояла в том, чтобы проанализировать достоверность получаемых результатов, для чего необходимо оценить величины смещений дифракционных максимумов, вызванных различными инструментальными факторамч при тех или иных условиях съемки.

На предварительно отъюстированном дифрактометре проводится съемка минерала с высокой трехмерной упорядоченностью — эталона, для которого характерны относительно большие значения хотя бы одного из параметров элементарной ячейки. В качестве такого эталона нами использовался морденит. Далее выбирались такие условия съемки, при которых погрешности, вызываемые горизонтальной и вертикальной расходимостью первичного пучка, а также инерционностью измерительной части дифрактометра, были сведены к минимуму.

Для уменьшения горизонтальной расходимости перед счетчиком и образцом устанавливались более узкие вертикальные щели шириной 0,05 и 0,25 мм соответственно; для снижения вертикальной расходимости были установлены две щели Соллера по 1°. От инерционности измерительной схемы можно освободиться, определяя положение максимумов методом ступенчатого движения гониометра. Для этого гониометр устанавливался на утловую отметку в положение, близкое к максимуму определяемого рефлекса, и далее с шагом 0,01° 2 в проводится регистрация интенсивности в области исследуемого рефлекса с выводом данных на цифропечать. Положение максимума рефлекса находилось по наибольшему значению величины интенсивности с учетом числа шагов после установленного значения утла.

Следует отметить, что аналогичные результаты можно получить, используя двукратную съемку эталона: в одном случае движение гониометра происходит в сторону больших углов θ, а в другом — в противоположном направлении. Среднеарифметические значения положений дифракционных максимумов, имеющих достаточно симметричную форму, исключают влияние интегрирующей цепочки измерительного устройства.

Поскольку влияние горизонтальной и вертикальной расходимости первичного пучка на точность определения положения рефлексов существенно уменьшается с ростом угла  $\theta$ , то первоначально для морденита в описанных выше экспериментальных условиях были найдены положения рефлексов 260 и 330, значения межплоскостных расстояний которых с точностью  $\pm 0,0005$  Å оказались равны 3,2011 и 4,5272 Å. На основании этих данных определялись параметры  $a \sin \beta$  и b элементарной ячейки морденита, с помощью которых вычислялись значения d для рефлексов с различными индексами hk0 (таблица). Сравнение рассчитанных межплоскостных расстояний малоугловых.





Кривые получены при съемке дифрактограмм безынерционным способом ( $\tau = 0$ ) и с постоянными времени интегрирующей цепочки: I = 5, 2 - 10 и 3 - 20 с; I и II — для полностью неупорядоченных порошков и строго ориентированных монокристаллов соответственно; III — для ориентированных препаратов глинистых минералов

рефлексов 110 и 020 с измеренными в эксперименте с тонкими щелями показало, что разница между ними практически такая же, как для рефлексов 260 и 330 (см. таблицу). С другой стороны, при использовании рабочего режима с широкими щелями, но с безынерционным способом регистрации интенсивностей рентгеновских лучей эффект горизонтальной и вертикальной расходимостей приводит к тому, что для малоугловых 110 и 020 рефлексов погрешность в экспериментально измеренных значениях *d* возрастает в 5—10 раз (см. таблицу). В этих условиях можно сделать важный вывод о том, что эксперименты с тонкими щелями соответствуют режиму, приводящему к минимальным погрешностям в определении межплоскостных расстояний, значениями которых можно пренебречь в сравнении с погрешностями, возникающими за счет вертикальной и горизонтальной расходимостей первичного пучка при рабочем режиме регистрации дифракционной картины.

Для расширения спектра экспериментальных данных в рабочем режиме и режиме с минимальными погрешностями были получены дифракционные картины минералов, содержащих отражения с d>15 Å. Эти данные, как и результаты эксперимента с морденитом, использовались для построения зависимости величины ошибки  $\Delta d$ , обусловленной горизонтальной и вертикальной расходимостями пучка, от измеренного значения  $d_{hkl}$  (фиг. 1, кривая I). Алгебраическое сложение значения d, определенной с минимальчем режиме съемки и поправок  $\Delta d$ , приводит к величине d, определенной с минимальными погрешностями. Кривая поправок I может быть использована лишь с материалом, не имеющим преимущественной ориентации кристалликов. При съемке монокристальных препаратов (пластина кварца, слюды и т. п.) кривая поправок вследствие крайне незначительного влияния горизонтальной и вертикальной расходимостей практически совпадает с осью абсцисс (см. фиг. 1, кривая II). Положение кривой II фактически определялось качеством юстировки дифрактометра.

Для тонкодисперсных слоистых силикатов с ярко выраженной способностью к ориентации частиц кривая поправок занимает промежуточное положение между кривыми I и II. В силу того что степень ориентации частиц слоистых силикатов во многом зависит от размера частиц, толщины слоя препарата, способа его приготовления и т. д., положение кривой не вполне однозначно.

Кривая III (см. фиг. 1) построена по данным, полученным от съемки глинистых минералов, таких, как корренсит, монтмориллонит и мусковит, препараты которых были приготовлены из фракции <1 µ осаждением на предметное стекло. Хорошо видно, что горизонтальная и вертикальная расходимости первичного пучка приводят к завышению экспериментальных величин d по сравнению с их истинными значениями.

Представленные на фиг. 1 кривые погрешностей предназначены для корреляции результатов безынерционной рентгеновской съемки, т. е. такой съемки, при которой определение положения максимума отражения проводилось либо «по точкам», либо путем усреднения результатов двукратной регистрации дифракционной картины, снятой в прямом и обратном направлении движения гониометра. Коррелирующие кривые имеют совершенно другой вид, когда эксперимент ограничивается записью в рабочем режиме лишь одной дифрактограммы. Смещение дифракционного максимума, вызванное наличием интегрирующей цепочки в измерительной схеме дифрактометра (при постоянных времени, равных 5, 10 и 20 с и скорости движения гониометра 2 град/мин), значительно превосходит по величине воздействия на положение рефлекса горизонтальной и вертикальной расходимостей первичного пучка. Поскольку общепринята съемка на дифрактометре с движением гониометра в сторону больших углов θ, смещение дифракционного максимума за счет интегрирующей цепочки происходит в сторону, противоположную направлению смещения рефлексов за счет горизонтальной и вертикальной расходимостей.

Используя в качестве калибровочного материала препараты глинистых минералов и задавая различные постоянные времени измерительной схемы при скорости движения счетчика гониометра 2 град/мин, нами были построены графики погрешностей (см. фиг. 1). Величина погрешности представляет собой алгебраическую сумму отклонений в положении дифракционного максимума, вызванных как интегрирующей цепочкой, так и горизонтальной и вертикальной расходимостями первичного пучка рентгеновских лучей. Для построения графика были использованы значения  $\Delta d$ , определяемые разницей значений  $d_{001}$ , полученных в режиме с минимальными погрешностями и рабочем режиме.

Следует отметить, что применение корренсита и монтмориллонита для получения корректировочных графиков возможно лишь после насыщения их глицерином. В противном случае даже незначительные изменения влажности воздуха в аппаратной комнате в процессе съемки приводят к вполне ощутимым вариациям в измеряемых значениях d.

В связи с тем что при автоматической записи смещение положения максимума рефлекса, вызванное торизонтальной и вертикальной расходимостями, и его смещение, обусловленное интегрирующей цепочкой, направлены в противоположные стороны, имеется возможность выбора режима съемки, при котором эти отклонения в значительной степени взаимно компенсируются. Так, для съемки слоистых силикатов с рабочими вертикальными щелями 0,5; 1,0; 1,0; 0,5 мм; щелями Соллера  $2\times2^{\circ}$ , при постоянной времени измерительной схемы в 2 с, скорость вращения счетчика гониометра в оптимальном режиме составит  $^{1}_{4}$  град/мин. Соответственно для постоянной времени 5 с скорость гониометра  $^{1}_{6}$  град/мин, для постоянной времени 10 с  $-^{1}_{16}$  град/мин. Разумеется, применение таких режимов может быть рекомендовано для съемки либо одиночных рефлексов, либо небольших участков дифрактограмм, в противном случае время эксперимента становится чрезмерно большим.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ ГРАДУИРОВОЧНЫХ ГРАФИКОВ

Для иллюстрации эффективности применения вышензложенной методики была проведена съемка различных глинистых минералов в обычных рабочих режимах при одной скорости гониометра и изменении величины постоянной времени интегрирующей цепочки. Для удобства сравнения значения межплоскостных расстояний базальных отражений приводились к первому порядку путем умножения величины  $d_{001}$  на номер порядка l.

На фиг. 2—6 соответствующие кривые отражают разброс получаемых из дифрактограмм значений  $d_{001}$  до и после применения корректирующих поправок.

На фиг. 2, а приведены значения  $ld_{001}$ , полученные при режимах съемки ориентированных препаратов диоктаэдрической слюды — серицита, подвергнутой различным обработкам (насыщению глицерином и этиленгликолем, нагреванию при 400° С). Хорошо видно, что в зависимости от экспериментальных условий для одного и того же препарата измеренные значения  $ld_{001}$  изменяются в относительно широких пределах, особенно при l=1. Например, величина  $d_{001}$  варьирует от 10,04 до 10,24 Å для лриродного образца и от 9,76 до 9,95 Å для образца, насыщенного этиленгликолем. Естественно, что интерпретация таких экспериментальных данных не может быть однозначной.



Фиг. 2. Зависимость ld<sub>00</sub> от l до и после введения поправок, полученных для смешанослойного минерала слюда-монтмориллонит

I — природный образец; II — насыщенный этиленгликолем; III — насыщенный глицерином; IV — прогрет при 400° С. a — значения  $d_{001}$  до коррекции,  $\delta$  — то же после коррекции. Образец снят с постоянной времени нитегрирующей цепочки: 1 — 5, 2 — 10, 3 — 20 с

Однако после введения поправок значения  $ld_{001}$  при каждом данном l в пределах ошибки измерения совпадают независимо от конкретных экспериментальных условий (см. фиг. 2, б). Анализ изменения исправленных значений  $ld_{001}$  в зависимости от l, проведенный для препаратов, подвергнутых различным обработкам, показывает, что исследуемый минерал наряду со слюдистыми слоями содержит около 5% разбухающих слоев монтмориллонитового типа. Последние разбухают до 17 Å при насыщении образца этиленгликолем и до 14 Å — при его насыщении глицерином и распределены неупорядоченно среди слюдистых слоев. Действительно, для природного образца значения  $ld_{001}$  практически равны между собой для всех l, за исключением l=1 (см. фиг. 2). Аномально высокое значение величины  $d_{001}=10,25$  Å свидетельствует либо о наличии разбухающих слоев, либо о малой толщине областей когерентного рассеяния [3]. После насыщения образца этиленгликолем оказалось, что  $d_{001}<2d_{002}>3d_{003}=5d_{005}$ . (см.



Фиг. 3. Зависимость *ld*<sub>001</sub> от *l* до и после введения поправок, полученная для исследованного мусковита; I — природный образец, II — прогрет при 400° С

a — значения  $d_{001}$  до коррекции;  $\delta$  — то же после коррекции; образец сняг с постоянной времени интегрирующей цепочки: 1 — 5, 2 — 10, 3 — 20 с

фит. 2, 6). В соответствии с данными, приведенными в [1], такой характер соотношений между значениями  $ld_{001}$  должен наблюдаться в случае неулорядоченного чередования 10 Å слюдистых и 17 Å монтмориллонитовых слоев при содержании последних менее 5%. Для образца, насыщенного глицерином, наблюдается уменьшение величины  $d_{001}$  по сравненню с природным образцом и, кроме того,  $d_{001} > 2d_{002} , 2d_{002} < 3d_{003} < 5d_{005}$ . В данном случае, по-видимому, из-за того что гидратированные межслои содержат в качестве обменных катионов K, разбухание монтмориллонитовых слоев происходит до 14 Å [3], что и объясняет наблюдаемые закономерности в изменении  $d_{001}$ . Наконец, значения  $ld_{001}$ , установленные для препарата, прогретого до 400° C, также свидетельствуют о чередовании в образце 10 Å слюдистых и 9/6 Å обезвоженных смектитовых слоев, концентрация которых не превышает 3—5%. Следует отметить, что если опираться на экспериментальные данные, полученные при  $\tau = 20$  с, то можно прийти к выводу, что в исследуемом образще содержится не менее 20% монтмориллонитовых слоев.

Воду, что в исследуемом образце содержится не менее 20 % монтмориллонатовых слосы. Анализ межплоскостных расстояний другого слюдистого минерала, измеренных для природного и прокаленного при 400° С препаратов, показал, что до внесения поправок  $ld_{001} < 10$  Å при разных режимах съемки (фиг. 3, а). Известно, что в ряду слюд состава мусковит — фенгит — лейкофиллит значения  $d_{001}$  уменьшаются в последовательности 10,0—9,95—9,85 Å [3]. Поэтому на основе данных, полученных в стандартных условиях эксперимента, следовало бы предположить, что исследуемый минерал по составу близок к фенгиту. Однако после введения поправок величины  $ld_{001}$  при всех lоказались в пределах ошибок равны '10,00 Å, что свидетельствует как об отсутствии эффекта смешанослойности, так и о мусковнговом составе исследуемой слюды.

Известно, что монтмориллонит из Вайоминга принят в качестве международного эталона. На фиг. 4 видно, что экспериментальные значения  $ld_{00l}$ , полученные от препаратов, насыщенных этилентликолем и глищерином, отличаются весьма значительно при каждом данном l и разных режимах съемки. Например, величины d лервого малоуглового рефлекса, измеренные по дифрактограммам препарата, насыщенного глицерином, варьируют от '17,4 до '17,85 Å (см. фиг. 4, а). Очевидно, что результаты расшифровки экспериментальных данных будут сильно зависеть от выбора конкретных условий эксперимента. После введения поправок разброс значений  $ld_{00l}$  при данном lсущественно уменьшился (см. фиг. 4, 6). Исправленные значения межплоскостных расстояний, полученные для препаратов, насыщенных этиленгликолем и глицерином, за кономерно изменяются в зависимости от l относительно значений  $d_{00l} = 17/l$  и 17,86/l Å, характерных для комплексов мономинерального монтмориллонита с этиленгликолем и глицерином соответственно. На фиг. 4 видно, что для препаратов, насыщенных как



Зависимость Фиг. 4. ldool от l до и после введения поправок, полученная для исследованного монтмориллонита ИЗ Вайоминга

I — образец, насыщенный этиленгликолем; II — насыщенный глицерином, III — прогрет при t=400° С; а — значения dool до коррекции, б — то же после коррекции. Образец снят с постоянной времени интегрирующей цепочки: 1 - 5, 2 - 10, 3 - 20 c

131



Фиг. 5. Зависимость  $ld_{00l}$  от l до и после введения поправок, полученная для корренсита с упорядоченным чередованием хлоритовых и сапонитовых слоев a — значение  $d_{00l}$  до коррекции;  $\delta$  — то же после коррекции. Образец снят с постоян-



Фиг. 6. Зависимость ld<sub>00l</sub> от l до и после введения поправок, полученная для корренсита с чередованием хлоритовых и вермикулитовых слоев

а — значения dool до коррекции; б — то же после коррекции. Образец снят с постоянной времени интегрирующей цепочки: 1 — 5, 2 — 10, 3 — 20 с

этиленгликолем, так и глицерином, выполняются соотношения  $2d_{002} \simeq 4d_{004} > 3d_{003} \simeq \simeq 5d_{005}$ . Такой характер изменения  $ld_{001}$  свидетельствует о том, что в структуре исследуемого минерала неупорядоченно чередуются 17 Å монтмориллонитовые и 10 Å слюдистые слои, концентрация которых достигает 5—10%. «Взаимодействие» второго порядка отражения монтмориллонита с 10 Å слюдистым отражением смещает наблюдаемый рефлекс в малоугловую область. Аналогичное рассмотрение объясняет на качественном уровне вариации остальных значений экопериментальных межплоскостных расстояний. Следовательно, исследуемый образец из Вайоминга не является эталоном монтмориллонита в смысле полной идентичности состава и строения всех межслоевых промежутков.

Корренсит — упорядоченный смешанослойный минерал, в котором упорядоченно по закону ABAB чередуются хлоритовые и сапонитовые слои. Минерал в природном и насыщенном глицерином состояниях характеризуется сверхлериодичностью, равной 28 и 32 Å соответственно. Как видно на фиг. 5, при экспериментальной съемке в разных режимах одного и того же препарата, насыщенного глицерином, значения *d* первого малоуглового рефлекса варьируют от 31,1 до 32,7 Å. Как и в предыдущих случаях, введение поправок существенно уменьшает разброс значений  $ld_{001}$ . Их анализ свидетельствует о том, что концентрация хлоритовых слоев  $W_x$  в частицах минерала несколько выше сапонитовых  $W_c$ . Согласно данным, приведенным в [12], при  $W_x > W_c$  для структур с глицериновым комплексом должны выполняться следующие соотношения:  $2d_{002} < 3d_{003} > 4d_{004}$  и  $4d_{004} < 5d_{005} > 6d_{006}$ , что и наблюдается для исправленных значений  $d_{001}$  (см. фиг. 5). Полуколичественные оценки содержания монтмориллонитовых и хлоритовых слоев  $W_x$  в и лиравленных значений  $d_{001}$  (см. фиг. 5). Мусяличественные оценки содержания монтмориллонитовых и хлоритовых слоев ластиствия и морилонитовых и хлоритовых сом разной и хлоритовых слоев и и хлоритовых слоев и и хлоритовых слоев наблюдается для исправленных значений  $d_{001}$  (см. фиг. 5). Полуколичественные оценки содержания монтмориллонитовых и хлоритовых слоев и хлоритовых слоев наблюдается для исправленных значений и хлоритовых слоев показали, что  $W_x = 0,55$  и  $W_c = 0,45$  [2].

и хлоритовых слоев показали, что  $W_x=0.55$  и  $W_c=0.45$  [2]. Другой разновидностью упорядоченного смешанослойного минерала является структура хлорит-вермикулита. Известно, что после обработки глицерином в вермикулитовых слоях формируется однослойный глицериновый комплекс с периодом в 14,2 Å. Поэтому после такой обработки строго упорядоченного смешанослойного минерала хлорит-вермикулит исправленные значения  $ld_{001}$  должны быть одинаковыми при всех lи равняться 28,4 Å. Из сравнения кривых на фиг. 6 также видно, что только после введения поправок экспериментальные данные пригодны для того, чтобы на их основе делать выводы о структурных особенностях объекта. Вновь приходим к выводу, что структура исследуемого минерала не является строго периодической. Наблюдаемые закономерности в изменении значений  $ld_{001}$  легко объясняются, если предположить, что

в структуре минерала периодичность типа АВАВАВ... строго выполняется, но по отношению к реакции с глицерином не все вермикулитовые слои (обозначенные буквой В) ведут себя одинаково: большинство этих слоев образуют с молекулами тлицерина однослойный комплекс, но небольшая часть их разбухает с молекулами глицерина до 18 А. В таком случае рефлексы, обусловленные основной периодичностью с межплоскостными расстояниями, равными 28/l Å, «взаимодействуют» с рефлексами с d = -32/l Å, что приводит к завышению межплоскостных расстояний для первых двух малоугловых рефлексов и «занижению» величины d для третьего малоутлового рефлекса.

Таким образом, рассмотренные выше примеры свидетельствуют о необходимости введения соответствующих поправок к экспериментально измеренным межплоскостным расстояниям, если требуется получить прецизионные данные о степени однородности неоднородности микрокристаллов глинистых минералов.

#### Литература

- 1. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералот. М.: Наука, 1976. 256 с.
- 2. Сахаров Б. А., Гилан З. И., Дриц В. А. Дифракционные эффекты тонких смешанослойных кристаллов слюда-монтмориллонит. В кн.: Рентгенография минерального сырья. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1979, с. 41—57. 3. Соколова Т. Н., Дриц В. А., Соколова А. Л., Степанова К. А. Структурно-минерало-
- гическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из соленосных от-ложений купола Индер.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6, с. 80—95. 4. Хейкер Д. М., Зевин Л. С. Рентгеновская дифрактометрия. М.: Изд-во АН СССР,
- 1963. 380 c.

ГИН АН СССР Москва

Поступила в редакцию 14.VII.1982

УДК 549.8+553.54

# МЕТОД ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ НЕРАСТВОРИМОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

## РАЗВОЗЖАЕВА Э. А.

Исследование нерастворимого органического вещества (НОВ) осадочно-метаморфических пород относится к одной из сложных проблем органической геохимии. Изучение его необходимо для решения таких первостеленных задач, как геохимия, распре-деление и эволюция НОВ в процессах седиментации, диагенезе, катагенезе, метаморфизма, а также для выяснения его влияния на процессы рудообразования. В связи с этим разработка методов извлечения и фракционирования НОВ из метаморфических пород является весьма важной задачей.

До сих пор методы извлечения НОВ ограничивались выделением голько детритной (НОВ-свободное) и сорбированной (НОВ-связанное) форм [1, 3, 4, 6]. Процесс их выделения был весьма длительным и далеко не всегда эффективным, причем оценить распределение форм НОВ по минеральным фазам, выяснить генетическую природу самого вещества не представлялось возможным. Однако с помощью петрографических, оптических и методов электронной микроскопии удалось зафиксировать, значительно большее количество типов и проявлении ОВ в осадочно-метаморфических породах [2, 5]. Поэтому возникла необходимость разработки методов более детального фракционирования НОВ, изучения возможностей рационального анализа НОВ осадочнометаморфических пород.

Предлагаемый метод фракционирования НОВ пород заключается в первоначальном извлечении НОВ-свободного, затем в последовательном разрушении структуры основных породообразующих и рудных минералов: карбонатов, силикатов и сульфидов и соответственно постадийном извлечении связанного с ними НОВ. Процесс разделения НОВ осуществляется следующим образом. Из породы (величина навески от 500 до 1000 г зависит от содержания Сорг в породе), измельченной до 0.25 мм и дебитуми-низированной, извлекается свободное НОВ по методике, применяемой по всему ходу анализа [3]. Остаток породы отфильтровывается, высушивается и обрабатывается 10%-ной НСІ для разрушения карбонатов и извлечения связанного с ними НОВ-карбонатного. Остаток породы, отмытый от хлоридов, подвергается воздействию плавиковой кислоты при добавлении борной кислоты, опособствующей образованию растворимых фторидов, с дальнейшим промыванием остатка породы и извлечением НОВ, связанного с силикатной составляющей породы. Далее остаток породы на холоде вновь кратковременно обрабатывается 3%-ной HNO<sub>3</sub> для растворения сульфидов, и после промывания из него извлекается НОВ-сульфидное.

Все операции извлечения НОВ, промывания концентратов НОВ и остатков породы повторяются многократно. Концентраты НОВ (свободного, карбонатного, силикатного, сульфидногс) сушатся до постоянного веса.

#### Схема фракционирования нерастворимого органического вещества осадочнометаморфических пород



НОВ<sub>с</sub>-свободное; НОВ<sub>к</sub>-карбонатное; НОВ<sub>S1</sub> - силикатное; НОВ<sub>S</sub> - сульфидное; НОВ<sub>ост</sub> - остаточное

После описанной обработки породы в ней сохраняется еще какая-то часть НОВ. не отделенного от последнего остатка породы (НОВ-остаточное). Разработка методнки его извлечения составит предмет дальнейших исследований.

#### Литература

- 1. Методы битуминологических исследований/Под ред. Успенского В. А. Л.: Недра, 1975, c. 50-70, c. 120-121.
- 2. Парпарова Г. М., Неручев С. Г. Основы генетической классификации РОВ пород. Геол. и геофиз., 1977, № 5, с. 45—51. 3. Развозжаева Э. А. Метод извлечения нерастворимого органического вещества из
- метаморфических пород докембрия.— Литол. и полезн. ископ., № 6, с. 144—145.
- 4. Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных по-
- уководство по анализу онгумов и рассемного органического вещества горных по-род/Под ред. Успенского В. А. Л.: Недра, 1966, с. 221—223.
   Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфиче-ских породах докембрия. М.: Наука, 1975, с. 58—69.
   Saxby J. D. Isolation of kerogen in sediments by chemical methods.— Chem. Geol., 1970 J. 2010.
- 1970, № 6, p. 173-184.

Восточно-Сибирский н.-и. институт геологии, геофизики и минерального сырья Иркутск

Поступила в редакцию 21.VI.1982

# ХРОНИКА

УДК 553.64(047)

## **V МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ФОСФОРИТАМ**

#### ИЛЬИНА.В., ЯНШИНА.Л.

Очередная, пятая конференция по фосфоритам в рамках проекта 156 «Фосфориты» Международной программы геологической корреляции ЮНЕСКО состоялась в КНР с 16 по 24 ноября 1982 г. Как и предыдущие встречи участников работ по проекту, китайская конференция состояла из семинара и полевых экскурсий на месторождения фосфоритов юго-западного Китая. На конференцию прибыли представители 15 стран. Наиболее многочисленной (53 официально зарегистрированных делегата) была делегация хозяев конференции. В нее входили такие известные специалисты, как профессора Чен Ючи (председатель консультативного совета Министерства геологии и минеральных ресурсов, первооткрыватель ряда месторождений фосфоритов на юго-западе Китая), Е Льянцзин (заместитель директора Геологического института АН КНР), Ли Елян (советник министерства геологии и минеральных ресурсов). Основной костяк китайской делегации составляли полевые геологи геологических бюро провинций Юньнань, Гуйчжоу, Сычуань, Шеньси, Хубей, Хунань, а также профессора и преподаватели высших учебных заведений, научные сотрудники институтов Министерства геологии и минеральных ресурсов, Министерства химической промышленности и Академии наук Китая.

Конференция проводилась в г. Куньмин — столице провинции Юньнань, полевые экскурсии — в восточной части этой провинции, на расстоянии до 60—70 км от Куньмина.

Семинар. На семинаре было заявлено 47 докладов и почти все они были оглашены. 24 доклада прочитали китайские специалисты. Тематика этих докладов была довольно широкой. Основное внимание было уделено синийским и нижнекембрийским фосфоритовым месторождениям платформы Янцзы. Пытаясь вкратце суммировать то, что мы услышали на семинаре от своих китайских коллег о фосфоритах южного Китая, можно сказать следующее.

Платформа Янцзы в досинийское время представляла собой параплатформу. Окончательная консолидация ее произошла в результате орогении Янцзы. Выделяется две фазы орогении Янцзы. Осадочный чехол платформы начал формироваться после заключительной фазы, т. е. начиная с 700 млн. лет. В основании чехла располагаются тиллиты формации Наньто.

Орогения Янцзы привела также к спаиванию воедино Таримской, Сино-Корейской и Янцзыйской платформ и образованию единой Китайской протоплатформы. Ближайшей к платформе Янцзы подвижной областью была Катазиатская, лежавшая к юго-востоку от платформы. Эта область являлась частью «древнего Азиатского океана». По юго-восточной окраине платформы протягивалась цепочка поднятнй, отделявших океанический бассейн от эпиконтинентального, покрывавшего платформу Янцзы. Китайские исследователи не усматривают существенных изменений в палеогеографии синия и раннего кембрия. Основные черты палеогеографии этого времени состоят в следующем. Большой массив суши, или «древней Земли», находился на западе платформы к западу от меридиана 100° в. д. Эпиконтинентальный бассейн изобиловал поднятий — 50—100 км в поперечнике. К югу от эпиконтинентального бассейна также располагался массив низкой выровненной суши. Большой залив в глубь этой южной суши вдавался на месте восточной части провинции Юньнань. В пределах этого залива и находится Куньянская группа месторождений. В целом фосфатные фации сннийского и раннекембрийского времени образуют зону, протягивающуюся на 500 км с югозапада (провинция Юнынань) на северо-восток (провинция Гуйчжоу и Хунань) и далеее на левобережье Янцзы (провинция Хубей). Ширина этой зоны около 100 км. К западу, ближе к крупному масснер оуши выделяется зона бесфосфатных фаций, в которой кроме карбонатных (доломитовых) отложений встречаются эвапориты. Фосфориты приурочены к двум уровням — верхнесинийскому (формация Душань-

Фосфориты приурочены к двум уровням — верхнесинийскому (формация Душаньто) и нижнекембрийскому (формация Юхукун). Оба находятся стратиграфически ниже древнейших трилобитов комплекса Eoredlichia—Parabladiella. На двух этих уровнях сосредоточено до 90% всех китайских месторождений фосфоритов. Для фосфоритов формации Душаньто приводился абсолютный возраст по глаукониту от 700 до 650 млн. лет, а для фосфоритов верхнего уровня — 615—612 млн. лет.

В докладах китайских теологов подчеркивалось, что хотя накопление фосфоритов в позднем докембрии — кембрии и происходило по всему миру, но «в мире не существует никакого другого более крупного древнего фосфоритоносного бассейна, чем бассейн платформы Янцзы» (доклад *Чжан Шикая* и Дон Е, Министерство химической промышленности).

Позднее во время экскурсии мы имели возможность убедиться в действительно огромных геологических масштабах залежей фосфоритов, по крайней мере для восточной части провинции Юньнань.

Китайские геологи были единодушны, приписывая ведущую роль в фосфатогенезе процессам апвеллинга вод, богатых растворенным фосфатом. Седиментация фосфата, по их мнению, происходит в нижней, относительно более глубоководной части фациального профиля. Затем сильными течениями фосфат переносится в виде кластики и аккумулируется в отдельных прогибах, давая начало месторождениям фосфоритов. Поэтому лишь небольшая часть фосфоритов может считаться ортохимическими осадками; в большинстве своем они относятся к аллохимическим образованиям. Петрографически фосфориты представлены двумя разновидностями — бесструктурными или коллондальными и разнообразными зернистыми.

Роль организмов в фосфогенезе считается весьма существенной особенно для синийских фосфоритов, в которых до 90% фосфатных компонентов являются биокластами (строматолиты, онколиты, акритархи). Допускается, что помимо прижизненной концентрации фосфата в самих организмах, он осаждался и концентрировался в результате жизнедеятельности организмов.

Минералогически фосфат представлен слабокарбонатным фторапатитом, переходящим во фторгидроксилапатит и в иодкарбонатфторапатит (последний свойствен одному из месторождений синийских фосфоритов провинции Гуйчжоу). В своих докладах хозяева конференции совершенно не касались каких-либо вопросов, связанных с практическим использованием фосфоритовых месторождений.

Советские геологи сделали следующие доклады. А. Л. Яншин посвятил свой доклад палеогеновым фоофоритам Кызылкумов — стратиграфии мел-палеогеновых отложений Советской Средней Азии, стратиграфической приуроченности и возрасту фосфоритов, литолого-фациальным изменениям средневоценовых отложений, литологии фосфоритов, палеогеографии региона и его вероятным связям с Тетисом. Ю. Н. Занин рассказал о фосфоритовых месторождениях Сибири, связанных с корами выветривания. В докладе А. В. Ильина и В. З. Блисковского сообщалось о фторгидроксилапатитовом составе фосфата Хубсугульского бассейна. Такой состав установлен для участков, испытавших в течение постседиментационной истории наиболее интенсивное термодинамическое воздействие. В. И. Покрышкин изложил свои соображения о закономерностях размещения месторождения аудиторией с большим вниманием. Особый интерес вызвали фосфориты палеогена Средней Азии, о которых большинство участников слышало впервые.

Руководитель проекта 156 МПГК «Фосфориты» П. Кук (Австралия) продемонстрировал серию палеогеографических карт Австралии для различных ярусов кембрия. Темплтонский ярус (нижний ярус среднего кембрия по номенклатуре австралийских геологов) характеризуется высоким стоянием уровня моря и образованием многочисленных залежей фосфоритов в прибрежных фациях бассейна Джорджина. В раннем кембрии незначительное фосфатонакопление имело место на юго-восточной окраине австралийского кратона. Ордовикская палеогеография весьма близка темплтонской, однако в ордовике фосфатонакопление проявилось несравненно более слабо, что, вероятно, объясняется миграцией континента в более высокие широты. Тасманова геосинклиналь, или Тасманов океан восточной Австралии, считается тем морским бассейном, из глубин которого на шельф континента поступали воды, обогащенные растворенным фосфатом.

С. Ригес (США) выступил с интересной и убедительно обоснованной концепцией мноценового фосфатогенеза восточного побережья США, связав этот процесс с периодическими изменениями уровня Атлантики, палеоклиматическими и палеоокеаническими факторами, в частности миграцией Гольфстрима. Р. Шелдон (США) развивал свои мысли о ледовых кольцах, некогда опоясывавших Землю и растаявших в самом конце докембрия, что и вызвало общеизвестные революционные изменения в развитии биосферы Земли на заре фанерозоя, в том числе и фосфатогенеза. Доклад Р. Шелдона в Китае был значительно более обстоятельным и полнее аргументированным, чем его заявочное выступление на эту же тему в Индии на 4-й конференции в конце 1981 г. В. Бармет (США), продолжавший изучение фосфоритовых конкреций на шельфе Перу и Чили, применил измерение изотопных отношений Th и Ра для выяснения механизма и скорости роста конкреций. Интересные новые данные о плейстоценовом и голоценовом фосфатогенезе на шельфе восточной Австралии, происходившем при отсутствии апвеллинга, продемонстрировал Г. О'Брайен. Все выделения апатита сформировались здесь в процессе диагенетических изменений богатых фосфором бактериальных клеток.

С интересом было выслушано сообщение профессора Э. Перкони (Испания) о недавнем открытии (лето 1982 года) верхнедокембрийских — нижнекембрийских фосфоритов на юге Центральной Испании. Профессор Перкони участвовал в предыдущих конференциях проекта, что в немалой степени способствовало открытию испанских месторждений. Однако данные о масштабах этих месторождений лока отсутствуют.

Экскурсии. Основные экскурсии проводились в течение 5 дней на Куньянской группе месторождений (Куньян, Хайкоу и Ванжаван), находящихся в 20—30 км к югу и юго-западу от Куньмина и на месторождении Сияфен, лежащем в 60 км северо-восточнее Куньмина. Все эти месторождения относятся к верхнему (нижнекембрийскому) уровню. Само месторождение Куньян известно советским геологам по работам Г. И. Бушинского. Однако с тех пор как Георгий Иванович изучал это месторождение, многое изменилось. Район месторождения у села Мейшусун стал одним из мировых стратотипических разрезов верхнего докембрия — нижнего кембрия. Здесь выделен мейшусунский ярус — самый нижний в кембрии (аналог гоммогского яруса). Граница кембрия и синия проходит внутри сравнительно однородной толщи полого лежащих толстослоистых доломитов. Она проводится по появлению двух новых крупных групп органических остатков — мелких скелетных организмов (гиолитов, брахиопод, глобоморфид) и так называемых «трейс фоссилз», или следов организмов — Planolites, Rusphycus, Plagiogmus и др. В подстилающих верхнеснийских отложениях имеются лишь отпечатки бесскелетных метазоа, строматолиты, акритархи, ронофиты и т. п.

На месторождении Куньян главная продуктивная пачка лежит всего в 7 м выше подошвы мейшусунского яруса. Она состоит из двух пятиметровых пластов толстослоистых светлых зернистых богатых фосфоритов (Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub>>30%), разделенных 2-метровым прослоем светлых гидрослюдистых песчанистых фосфатосодержащих аргиллитов. Породы продуктивной пачки изобилуют остатками мелких скелетных организмов, которые, правда, остаются незаметными для неискушенного глаза.

Выше следует 60-метровая толица, сложенная тонкослоистыми глинистыми доломитами и черными битуминозными сланцами с тонкими (0,2 м) прослоями небогатых желваковоподобных фосфоритов. Она детально расчленена по многочисленным и разнообразным органическим остаткам. Для этой толщи по глаукониту определен Rb—Sr изохронный возраст 580±8 млн. лет. Выше этой толщи, т. е. в 60—70 м над кровлей основной продуктивной пачки, появляются первые остатки трилобитов.

Судя по непрерывному потоку рудовозов и частым отвальным взрывам в карьере, а также скудным сведениям, помещенным в путеводителе, месторождение Куньян экоплуатируется в достаточно широком масштабе.

Месторождение Хайкоу или Таошуйин находится примерно в 10 км северо-западнее Куньянского. Оно было разведано в 1974 г. и в настоящее время подготовлено к эксплуатации. Месторождение было осмотрено в двух карьерах. Здесь также выделяется два фосфоритовых пласта, значительно меняющиеся по мощности: нижний от 1 до 11 м, верхний от 2 до 18 м при средних мощностях соответственно 5 и 8 м. Продуктивная пачка и сами фосфоритовые пласты мало чем похожи на куньянские. В обоих пластах черные практически «чисто» фосфатные прослои мощностью от первых до десятков см часто чередуются с более светлыми доломитовыми. Наблюдается и более товкое (доли см) переслаивание. Зачастую фосфатные прослоечки утоняются до редких 2—3-мм, заключенных в доломитовой тонкослоистой толще. Оба «пласта» заметно беднее Куньянских. В верхнем содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> около 25%, в нижнем, очевидно, менее.

Продуктивная пачка месторождения Ванжаван, лежащего неподалеку к юго-востоку от Куньяна, отличается еще большей рассредоточенностью фосфатных прослоечек среди тонкослонстой толщи доломитов, кремней и легких пористых опоковидных пород общей мощностью 36 м. В районе месторождения Ванжаван участникам экскурсии был продемонстрирован классический, тщательно оберегаемый разрез синия и нижнего кембрия платформы Янцзы с основным предсинийским несогласием на уровне 800 млн. лет, нижнесинийской толщей красноцветных песчаников и алевролитов, отделенной несогласием (700 млн. лет) от верхнесинийских отложений, разрез которых начинается знаменитыми типлитами Наньто. Таким образом, синий юга Китая отвечает лишь самым верхам рифея.

Выше тиллитов следуют песчаники с прослоями доломитов (120 м), а затем детально расчлененная преимущественно доломитовая толща мощностью около 500 м, которая сменяется породами Мейшусунского яруса нижнего кембрия, с кремнисто-карбонатно-фосфатной пачкой, упомянутой выше.

Четвертое месторождение, продемонстрированное участникам экскурсии, — Сиянфен находится по меньшей мере в 70 км северо-восточнее Куньянской группы. В отличие от южных месторождений здесь наблюдается лишь один пласт фосфорнтов (средняя мощность около 7 м), представляющий собой тонкую перемежаемость черных фосфатных прослоечков (30%  $P_2O_5$ ) и светлых доломитовых, слабофосфатных. По толщине фосфатных прослоечков, их форме и характеру чередования с доломитовыми выделяются следующие текстурные разновидности фосфоритов: слоистые (2—10 мм), тонкослоистые (1—2 мм), линзовидно-слоистые, ритмично-слоистые и фосфориты, с фосфатными выделениями неправильной формы.

В последний, пятый, день экскурсии участникам был продемонстрирован также хорошо изученный разрез более высоких слоев нижнего кембрия, относящихся к ярусам кионжуси, канланпу и лонванмяо, изобилующих остатками трилобитов.

На заключительном заседании, по просьбе хозяев, делясь своими первыми впечатлениями о виденном, мы отметили, с одной стороны, сходство в стратиграфическом положении Юньнаньских фосфоритов с Каратаускими и Хубсупульскими и литологическое сходство самих фосфоритов, а с другой, значительное разнообразие разрезов продуктивных отложений Юньнаня и, возможно, более мелководные условия их седиментации. Если казахстанские и монгольские фосфориты можно считать образованиями открытого шельфа, то фосфориты платформы Янцзы действительно скорее относятся к эпиконтинентальному мелководному бассейну, изобиловавшему конседиментационными поднятиями и довольно значительно удаленному от катазиатской подвижной области.

Экскурсия, как и вся конференция, были четко организованы. В каждом из пунктов наблюдений участникам предоставлялась масса дополнительной информации в виде схем, карт, разрезов — от местных геологов. Советская делегация, в состав которой помимо указанных выше лиц, входила Ф. Т. Яншина, постоянно ощущала особое внимание со стороны хозяев конференцин. Некоторые из них, пытаясь преодолеть языковый барьер, говорили по-русски. В целом конференция прошла интересно, с большим научым подъемом и надолго останется в нашей памяти. Требуется некоторое время, чтобы обдумать полевые впечатления и обработать привезенные материалы. По прошествии этого времени мы надеемся на страницах данного журнала выступить с более полной информацией о древних фосфоритах платформы Янцзы.

На заседании рабочих групп проекта было принято несколько организационных решений, в частности о проведении конференции в 1984 г. в Казахстане с экскурсиями по месторождениям Каратауского бассейна.

Институт литосферы АН СССР Москва

~

Поступила в редакцию 9.XII.1982



## ВЛАДИМИР ИВАНОВИЧ ДАНЧЕВ

11 октября 1982 г. скоропостижно скончался крупный литолог, доктор геологоминералогических наук, старший научный сотрудник ИГЕМ АН СССР, член КПСС с 1940 г. Владимир Иванович Данчев.

В. И. Данчев родился 19 февраля 1914 г. в г. Киеве в семье учителей. Его трудовая деятельность началась рано. После окончания школы-семилетки он работал коллектором Казахской и Алатырской партий Главного геологического управления, затем ст. коллектором на нефтяном промысле Шорсу в Средней Азии.

ст. коллектором на нефтяном промысле Шорсу в Средней Азии. В сентябре 1932 г. В. И. Данчев поступил на геолого-разведочный факультет Московского нефтяного института им. И. М. Губкина, с которым был связан потом в течение всей жизни. В 1936 г. он стал лаборантом кафедры петрографии осадочных пород и под руководством заведующего кафедрой профессора Л. В. Пустовалова начал многолетние исследования верхнепермских отложений Второто Баку. В эти тоды определились научные интересы В. И. Данчева — детальное исследование осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Особенно его привлекали методы литологических исследований, способы графического изображения их результатов, использование математики в геологии, в том числе наиболее объективная числовая характеристика параметров осадочных пород. Изучение труднокоррелируемых татарских пестроцветов привело к разработке В. И. Данчевым метода объективного выражения цветовой характеристики осадочных образований.

С 1938 г. началась педагогическая работа В. И. Данчева на кафедре петрографии осадочных пород МНИ, где он был оставлен в аспирантуре. Одновременно молодой ученый принимал участие в работах Геологической экспедиции СОПСа АН СССР по изучению Европейской равнины, возглавлявшейся акад. А. Д. Архангельским.

В мае 1940 г. В. И. Данчев был принят в члены ВКП(б). В июне 1941 г. он вступил добровольцем в ряды Красной Армии и в течение двух лет участвовал в боевых действиях на Ленинградском и Волховском фронтах в должности командира батареи, дивизиона, пом. начальника разведки штаба артиллерии армии.

дивизнона, пом. начальника разведки штаба артиллерии армии. В апреле 1943 г. В. И. Данчев был демобилизован и направлен на работу в Институт геологических наук АН СССР, в июне того же года он успешно защитил кандидатскую диссертацию. Продолжалась педагогическая работа в Московском нефтяном институте. Став доцентом кафедры, В. И. Данчев читал лекции и вел лабораторные занятия по курсам «Минералогия», «Петрография осадочных пород», «Основы геохимин» и «Ядерная геология» для студентов геолого-разведочного и горно-нефтяного факультета, принимал участие в создании учебных пособий, разработке программ, руководил учебными практиками и дипломным проектированием. Увлеченность наукой, опыт полевых работ, большой педагогический талант делали его лекции популярными у студенческой аудитории.

Первой крупной научной работой В. И. Данчева является монография «Опыт литологического изучения нижней части отложений Татарского яруса Казанского Поволжья» (Тр. ИГН АН СССР, 1947), где впервые показано применение фотометрического метода определения окраски пород, дана оригинальная классификация пород татарского яруса, предложена новая трактовка их генезиса.

татарского яруса, предложена новая трактовка их генезиса. Начиная с 1946 г. научные интересы В. И. Данчева сосредоточиваются на вопросах формирования экзогенных месторождений радиоактивных и редких элементов. Его интересовали взаимоотношения рудных компонентов с вмещающими породами, проявления стадийности в формировании рудных концентраций, оценка рудогенерирующей роли отдельных стадий, вопросы генетической классификации месторождений и их связи с тектоническим режимом земной коры. Этим проблемам посвящена его докторская диссертация, защищенная в 1971 году, большое количество статей и 7 монографий, написанных лично и в соавторстве. Особенно большое внимание В. И. Данчев уделял методике исследований экзогенных месторождений. В этом отношении наиболее интересен атлас «Текстуры и структуры урановых руд экзогенных месторождений», в котором впервые полно и обстоятельно рассмотрены различные текстуры и структуры руд и дано их генетическое толкование.

Для В. И. Данчева и возглавляемой им группы сотрудников были характерны тесные связи с производственными организациями. Он организовал 2 научные руднолитологические станции, которые сыграли немалую роль и в развитии науки, и в помощи зарождающейся промышленности. На станциях была прекрасная деловая атмосфера, были созданы исключительно благоприятные условия для работы и научного роста молодежи. Вообще Владимир Иванович любил молодежь, был внимателен к ней. Он являлся соавтором двух капитальных учебных пособий для вузов по месторождениям радиоактивных и редких металлов (1973, 1980 пг.). В. И. Данчев неоднократно командировался в социалистические страны для оказания научно-технической помощи, руководил подготовкой аспирантов из этих стран.

Владимир Иванович был по-настоящему культурен, корректен, терпим. Эти прекрасные качества помогали ему налаживать коллективную работу, объединять специалистов разного профиля из разных учреждений. В последние годы, когда здоровье уже не позволяло участвовать в длительных экспедициях, он организовал совместнуюработу ученых Москвы и Киева по составлению крупной научной монографии. Его знания, опыт и такт позволили довести это сложное дело до благополучного конца: книга «Геология и тенезис месторождений урана в осадочных и метаморфических толщах»под редакцией академика АН УССР Я. Н. Белевцева и В. И. Данчева была издана в 1980 году.

В течение многих лет Владимира Ивановича интересовали вопросы комплексного рационального использования методов урановых месторождений. В последние годы он возглавлял работу большого круга специалистов различных ведомств, направленную на совершенствование методов исследования. В эту работу он вложил много душевных сил и энергии.

В. И. Данчев постоянно вел большую партийную и общественную работу. С 1943по 1946 гг. и в 1957—1958 гг. был секретарем партийного бюро Института и членом пленума Москворещкого РК КПСС. С 1955 по 1961 г. был ученым секретарем Отделения геолого-географических наук АН СССР.

За участие в Великой Отечественной войне, научную и общественную работу В. И. Данчев напражден орденами «Красной Звезды», «Знак Почета» и медалями.

Видный ученый и педагог, прекрасный человек Владимир Иванович Данчев оставил о себе светлую память.

Междуведомственный литологический комитет, ИГЕМ АН СССР

МИНХ и ГП им. Губкина, Редколлегия

## Созэщания и семинары, планирузмыз Мэждувэдомственным литологическим комитетом (МЛК) и другими организациями в 1983 г.

Название совещания (семинара)	Дата проведения	Место проведения	Организация
Коллекторы нефти и газа на больших глубинах (семи- нар)	1—3 февраля	г. Москва	Секция литологии нефтега- зоносных формаций МЛК, МИНХ и ГП
нию железомарганцевых кон- креций Мирового океана (совещание)	8—9 февраля	г. киев	Комиссия по проолемам Мирового океана
Условия образования ред- кометальных и свинцово-цин- ковых стратиформных место- рождений (семинар)	21—24 февраля	г. Пущино	Секция руд цветных и ред- ких металлов МЛК, Научный совет по рудообразованию
Системный подход в геоло- тии (теоретические и приклад- ные аспекты) (семинар)	18—20 мая	г. Москва	Научный совет по пробле- мам геологии и геохимии неф- ти и газа АН СССР, МИНХ и ГП
Ископаемые кораллы и ри- фы (семинар)	май	г. Душанбе	Институт геологии АН ТаджССР
II Всесоюзная школа по проблемам современного се- диментогенеза «Биоседимента- ция в морях и океанах»	Конец сентября	г. Домбай	Северо-Кавказский научный центр Высшей школы, ИОАН СССР, Секция осадков модей и океанов МЛК
Геолого-генетические проб- лемы фосфоритонакопления (семинар)	11—14 октября	г. Навои, г. Зарафшан	Министерство геологии УзССР, секция литологии фосфоритоносных и галоген- ных формаций МЛК, САИГИМС: ГИГХС
Конкреции и конкрецион- ный анализ нефтегазоносных формаций (семилар)	Конец октября	г. Тюмень	МЛК, ЗапСиб. НИГНИ, Харьковский гос. университет
Осадочные формации и ус- ловия их образования (на при- мере Средней Азии) (коллок- внум)	Октябрь	г. Ташкент	Институт геологии и гео- физики АН УзССР, кафедра литологии, Ташкентский гос. университет, секция форма- ционного анализа МЛК

## к сведению авторов

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.

2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьч — половины авторского листа.

3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполненая работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Название фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим) и о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.

6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п., и т. д., 1 *м.*, 2 кг), не допускается.

7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.

8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.

9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.

10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949), или так: А. И. Федоров (1949).

11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.

12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.

13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий, различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могутпредставляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможно максимальном их уменьшении. 14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.

15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (<sup>3</sup>/<sub>4</sub> страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНИТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».

16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

17. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

18. В подготовленном к набору (отредактированном) оригинале статьи редакция просит Вас тщательно выверить текст, проверить рисунки и сверить их соответствие с подписями к рисункам.

19. Проверенный и исправленный текст и рисунки подписать «в печать» и расписаться (в тексте — в верхнем углу, справа; на рисунке — на обороте — карандашом).

20. Все дополнения, исправления и подписи делать только простым карандашом.

21. Корректура авторам впредь высылаться не будет.
#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г., КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора), РОНОВ А. Б., СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А., ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора), ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

#### EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G., KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., MICHAILOV B. M. (deputy chief editor), RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P., KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOLODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

# Адрес редакции: 109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР телефон 233-00-47, доб. 377 <sub>Зав. родакцией</sub> В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 01.04.83 Подписано к печати 24.05.83 Т-09348 Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/18 Высокая печать Усл. печ. л. 12,6 Усл. кр.-отт. 13,7 тыс. Уч.-изд. л. 14,6 Бум. л. 4,5 . Тираж 1062 экз. Зак. 4514

> Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21 2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

#### В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

#### имеются в продаже:

## Гёлецян Г. Г. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ РИФЕЙ-СКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИГАРСКО-ТУРУХАНСКОГО РАЙОНА. (Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Вып. 197). 1974. 168 с. 1 р. 47 к.

В работе детально рассмотрены условия формирования, постседиментационных изменений и метаморфизма рифейских вулканогенно-осадочных толщ Игарско-Туруханского района. Впервые дается оценка роли вулканических процессов при осадконакоплении в рифейское время этого района. Приведены методические разработки по реконструкции первичных осадков метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований.

Книга рассчитана на литологов, вулканологов и геологов, работающих в области развития вулканогенно-осадочных пород.

### УРГОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СОВЕТСКИХ КАРПАТ. 1980. 183 с. 3 р. 20 к.

Книга является первым опытом комплексного, палеонтологического, палеоэкологического и литологического изучения ургонских отложений для более глубокого познания генезиса осадков, образа жизни организмов, деталей палеогеографии истории ургонского бассейна. В палеонтологическом аспекте монография является первой в мировой литературе попыткой комплексного изучения основных групп ургонских организмов.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.