

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1973

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

4

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

№ 4, 1973 г.
ИЮЛЬ — АВГУСТ

СОДЕРЖАНИЕ

А. Б. Ронов, А. А. Мигдисов, В. Е. Хаин. Возможности и ограничения объемного метода (на примере Русской платформы и окружающих ее глубо- ких прогибов)	3
Н. В. Логвиненко, И. В. Николаева, Е. А. Романкевич. Аутигенные минералы современных донных осадков юго-восточной части Тихого океана	15
Е. М. Емельянов, А. Я. Крылов, Ю. И. Силин, К. М. Шимкус, Я. Н. Цовбун. Возрастные провинции терригенно-вулканогенного материа- ла Средиземного моря	28
А. С. Алексеев, Д. П. Найдин. Нарушения слоистости осадков литоральны- ми беспозвоночными	44
В. Н. Холодов. Окраска карбонатных пород и ее изменения в зоне гипергенеза	56
С. М. Корневский. Марганец в галогенных формациях и вмещающих их толщах	71
Е. И. Тараканова. Об аутигенных минералах серы в современных торфяни- ках Урала	78
В. А. Успенский, Е. М. Шмариович, Е. Г. Умнова, Л. С. Солнцева, В. Ф. Пеньков. Твердые нерастворимые битумы на пластообразных ура- новых месторождениях в карбонатных породах	83
В. И. Муравьев. О генезисе опок	94
Н. Г. Патык-Кара, И. Э. Логина. Гравитационная сортировка минераль- ных зерен как показатель интенсивности денудационных процессов	107

Краткие сообщения

В. И. Борисенков. Зоны вторичной минерализации на Стебникском калийном месторождении и возможность выделения среди них участков, опасных для рудника	115
Л. Я. Кизильштейн, И. Т. Серебрякова. Реконструкция условий древ- него торфонакопления на основании изучения морфологии и вещества уголь- ных пластов	124
Р. А. Максумова. Вендские коры выветривания в хребте Каратау (Южный Казахстан)	133

Методика

М. Я. Кац. Разделение минералов с помощью реперов плотности	139
---	-----

Критика и дискуссии

Ю. А. Давыденко, В. А. Тимесков, И. М. Туманов. О статье И. П. Дру- жинина «Циклический тип строения железорудных отложений Бакала (Юж- ный Урал)»	142
И. П. Дружинин. Критические замечания к статье Т. Н. Голубовской, Н. В. Литвинович, В. А. Голубовского «Фации, фациальные типы и условия накопления верхнепалеозойских отложений Джезказганской впадины»	146

Хроника

М. Н. Ильинская, В. А. Соколов. Третий семинар по вулканогенно-осадоч- ному литогенезу	149
О развитии промышленности минеральных ресурсов в СССР за 1972 год	150

LITHOLOGY

and MINERAL RESOURCES

№ 4, 1973
JULY — AUGUST

CONTENTS

A. B. Ronov, A. A. Migdisov, V. E. Khain. Possibilities and limitations of the volumetric method (with examples from the Russian platform and the surrounding deep depressions)	3
N. V. Logvinenko, I. V. Nikolaeva, E. A. Romankevich. Authigenous minerals in recent bottom sediments of the South — Eastern Pacific	15
E. M. Emelianov, A. Ya. Krylov, Yu. I. Silin, K. M. Shimkus, Ya. N. Tsovbun. Age provinces of the terrigenous-volcanic material in the Mediterranean	28
A. S. Alexeev, D. P. Naidin. Bedding disturbances of sediments by littoral invertebrates	44
V. N. Kholodov. The colouration of carbonate rocks and its changes in the zone of hypergenesis	56
S. M. Korenevsky. Manganese in halogene formations and in the enclosing strata	71
E. I. Tarakanova. On the authigenous sulfur minerals in the recent turfaries of the Urals	78
V. A. Uspensky, E. M. Shmarinovich, E. G. Umnova, L. S. Solntseva, V. F. Penkov. Hard insoluble bitumens in the carbonate rocks of uranium blanket deposits	83
V. I. Muraviev. On the genesis of opokas	94
N. G. Patyk-Kara, I. E. Loginova. Gravity sorting of mineral grains as an indicator of the intensity of denudation processes	107

Short Notes

V. I. Borisenkov. Secondary mineralization zones of Stebnik potash deposits and the possibility of distinguishing in them of patches representing a danger for the mines	115
L. Ya. Kizilshstein, I. T. Serebriakova. A reconstruction of the conditions of an old peat accumulation by the study of the morphology and substance of coal seams	124
R. A. Maksimova. Vendean crusts of weathering in the Karatau mountain range (Southern Kazakhstan)	133

Methods of Research

M. Ya. Katz. Mineral separation by density datum marks	139
--	-----

Critique and Discussions

Yu. A. Davydenko, V. A. Timeskov, I. M. Tumanov. On the article by I. P. Druzhinin «Cyclic type of structure of Bakal iron-ore deposits (Southern Urals)»	142
I. P. Druzhinin. Critical remarks on a paper by T. N. Golubovskaia, N. V. Litvinovich, V. A. Golubovsky «Facies, types of facies and accumulation conditions of Upper Paleozoic deposits in the Dzhezkazgan depression»	146

Chronicle

M. N. Il'inskaia, V. A. Sokolov. Third seminary on the volcano-sedimentary lithogenesis	149
On the development of the industry of mineral resources in the USSR during 1972	150

УДК 51 : 551 (47)

ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ ОБЪЕМНОГО МЕТОДА (НА ПРИМЕРЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ОКРУЖАЮЩИХ ЕЕ ГЛУБОКИХ ПРОГИБОВ)

А. Б. РОНОВ, А. А. МИГДИСОВ, В. Е. ХАИН

Сопоставлены результаты определений общих объемов пород осадочного чехла Русской платформы и ее периферических прогибов, полученные с помощью независимых методов — объемного, основанного на измерениях по литолого-палеогеографическим и палеотектоническим картам Атласа (1961, 1962), и тектоно-геофизического, опирающегося на измерения по картам рельефа фундамента платформы. Показано, что в пределах геологически изученных территорий погрешности объемного метода приближаются к $\pm 10\%$. Дана количественная характеристика масштабов осадконакопления в глубоких периферических впадинах платформы. Выяснено, что в этих сравнительно небольших по площади структурах сосредоточены колоссальные объемы осадков, превышающие общий объем отложений собственно Русской платформы.

Объемный метод является пока единственным полноценным методом, с помощью которого можно производить дифференцированные определения общих объемов отложений различного геологического возраста и слагающих их частных объемов важнейших типов осадочных и вулканогенных пород. В соответствии с принципами, положенными в его основу, он опирается исключительно на геологические данные о возрастных соотношениях пород, распределении их мощностей и типов переслаивания на площади региона и изменении пропорций пород по разрезам.

Обобщение этих данных в виде серии литолого-палеогеографических карт — необходимая предпосылка для измерения общих объемов отложений различных стратиграфических комплексов региона, а подсчеты пропорций пород в литологически хорошо изученных естественных обнажениях и скважинах — ключ к расчленению общих объемов отложений на частные объемы важнейших типов пород (Ронов, 1949; Ронов и др., 1969, 1972).

Неразрывная связь объемного метода с конкретными геологическими данными накладывает определенные ограничения на возможности его применения. Объемный метод не может быть использован в тех регионах или для тех стратиграфических горизонтов, осадки которых залегают на больших глубинах и не вскрыты бурением. Невозможно мерить объемы по белым полям на соответствующих участках литолого-палеогеографических карт. Так, по этой причине остались неучтенными объемы пород докунгурского палеозоя Прикаспийской впадины, где отложения этого возраста залегают очень глубоко и не достигнуты еще скважинами (Ронов и др., 1969). Такое же положение с измерением объемов пород в наиболее прогнутых участках Печорской, Польско-Литовской и Валахской впадин, геологическое строение которых, начиная с определенных стратиграфических уровней, пока неизвестно. Это отображено белыми полями на соответствующих картах Атласа (1961, 1962). В пределах

глубоких впадин подобного рода оценка объемов пород может быть дана лишь для геологически изученных этажей разреза, а общий объем выполняющих их осадков оценить с помощью объемного метода невозможно.

Решение задач подобного рода в полном их виде, т. е. с дифференцированной характеристикой общих и частных объемов отложений на разных стратиграфических уровнях, недоступно и другим методам. Имеются пути лишь для оценки суммарного объема отложений, основанные главным образом на интерпретации геофизических данных. Подобный метод был использован А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским (1967) при измерении суммарных объемов пород кристаллической части коры и осадочного слоя в разных структурных зонах континентов и океанов.

Другой вариант измерений суммарного объема пород осадочного чехла был впоследствии предложен американскими тектонистами Д. Гиллули, Д. Ридом и В. Кеди (Gilluly et al.; 1970). Они применили его к оценке общего объема фанерозойских пород в разных структурных зонах США, используя для этой цели карту рельефа фундамента и топографическую карту США в масштабе 1:2 500 000. Методом квадратов по карте фундамента были измерены суммарные объемы пород от кровли фундамента до уровня моря, а по топографической карте — дополнительные объемы от уровня моря до земной поверхности. Точность измерений объемов, по подсчетам этих авторов, оказалась равной $\pm 10\%$. Однако дать дифференцированные оценки объемов пород разного геологического возраста и литологического состава с помощью этого и подобных ему тектоно-геофизических методов принципиально невозможно.

Таким образом, тектоно-геофизические методы, как и объемный, обладают вполне определенными, присущими каждому из них ограничениями. Эти методы дополняют и взаимно контролируют друг друга. Тектоно-геофизический метод незаменим при оценке общего объема осадков в пределах материков, морей и океанов. Получаемые с его помощью результаты являются как бы эталоном для оценки погрешностей, допущенных объемным методом при подсчете суммы частных объемов осадочного чехла того или иного региона.

ОБЪЕМ ПОРОД ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА РУССКОЙ И СКИФСКОЙ ПЛАТФОРМ

Рассмотрим некоторые исходные числа. Общий объем рифейских, вендских и фанерозойских отложений Русской платформы, измеренный по 77 литолого-палеогеографическим картам Атласа (1961, 1962), составляет 9 249 900 км³ (Ронов и др., 1969). По данным табл. 1 и 2 видно, что из этого общего количества 2 040 900 км³ приходится на пермскую и мезозойско-кайнозойскую части разреза Прикаспийской впадины (фигура, III), 387 600 км³ — на охарактеризованные геологическими данными палеозойские отложения и мезокайнозойские осадки Печорской впадины (фигура, IV), 528 300 км³ — на вскрытую бурением часть палеозоя и мезокайнозойские отложения Польско-Литовской синеклизы (фигура, V), 173 300 км³ — на значительную часть мезозойско-кайнозойского разреза (T₂—Q) Валахской впадины (фигура, VI) и 605 500 км³ — на мезозойско-кайнозойский осадочный чехол Скифской платформы (фигура, II). Нетрудно подсчитать, что объем осадочного чехла, залегающего на докембрийском складчатом основании собственно Русской (Восточно-Европейской) платформы (исключая Прикаспийскую синеклизу), составляет 5 514 300 км³.

Близкие результаты дают измерения по 16 палеотектоническим картам Атласа (1961, 1962). Общий объем формаций осадочного чехла платформы достигает 9 625 900 км³. Аналогичные подсчеты с использованием данных табл. 1 и 2 показывают, что объем формаций Восточно-Европей-

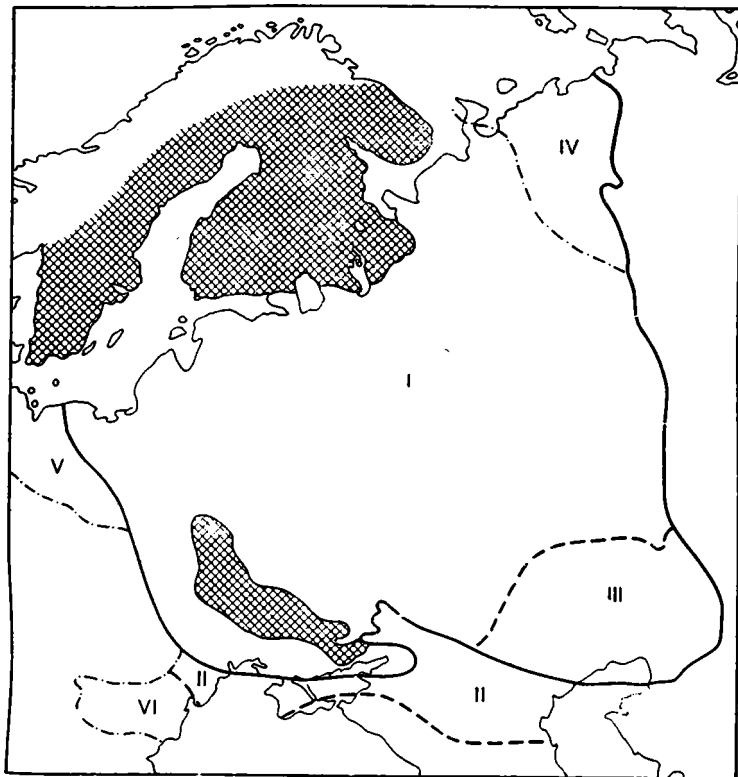


Схема расположения крупнейших структурных зон Русской платформы

I — Русская (Восточно-Европейская) платформа, II — Скифская платформа; III — Прикаспийская впадина; IV — Печорская впадина; V — Польско-Литовская синеклиза; VI — Валахская впадина; штриховка — выходы кристаллического фундамента

ской платформы (без Прикаспийской синеклизы) равен $5\,795\,500\text{ км}^3$. Разница между данными измерений по палеотектоническим и литолого-палеогеографическим картам Атласа составляет всего $281\,200\text{ км}^3$, или $+4,8\%$.

Допустим, что эта оценка не может служить объективным показателем погрешности измерений, так как литолого-палеогеографические и палеотектонические карты Атласа составлялись на основании почти одних и тех же исходных геологических данных. Возьмем в качестве критерия истины геологическую карту кристаллического фундамента Русской платформы в масштабе $1:5\,000\,000$, составленную под редакцией Л. А. Варданянца (Атлас, 1961) на основании совокупности геологических и геофизических данных. На этой карте изолиниями показана глубина залегания фундамента относительно уровня моря. Прикаспийская синеклиза не охарактеризована, так как ко времени составления карты (1960 г.) отсутствовали необходимые для этой цели достаточно точные геофизические данные. По этой карте методом взвешивания были измерены площади между различными изолиниями глубины залегания фундамента. Затем подсчитаны площади и объемы соответствующих блоков, сумма которых дала, с одной стороны, общую площадь Восточно-Европейской платформы, прикрытую чехлом осадков, а с другой — объем пространства между поверхностью фундамента и уровнем моря. Эти величины составили соответственно $3\,073\,400\text{ км}^2$ и $5\,790\,200\text{ км}^3$ (табл. 1).

Площади распространения, объемы и средние мощности пород осадочного чехла и палеотектоническим картам, картам рельефа

Карты, по которым производились измерения	Русская платформа с докембрийским складчатым (без Прикаспийской)					
	площадь распространения осадочного чехла, 10^3 км^2	объемы отложений, 10^3 км^3			погрешности измерений объемов относительно карты Л. А. Варданянца, %	средняя мощность осадочного чехла, м
		от поверхности складчатого фундамента до уровня моря	от уровня моря до земной поверхности*	общий		
Литолого-палеогеографические карты Атласа (1961, 1962), масштаб 1:5 000 000	3100,0	—	—	5514,3	—11,9	1779
Палеотектонические карты Атласа (1961, 1962)**, масштаб 1:5 000 000	3150,0	—	—	5795,5	—7,4	1840
Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы под редакцией Л. А. Варданянца (Атлас, 1961), масштаб 1:5 000 000	3073,4	5790,2	468,0	6258,2	Эталон	2036
Тектоническая карта нефтегазоносных областей СССР (1970) под редакцией Л. Н. Розанова, масштаб 1:2 500 000	3102,0	5790,1	449,3	6239,4	—	2011
Карта строения фундамента Польши под редакцией В. Пожариского (Pozaryski, 1970), приблизительный масштаб 1:2 400 000	108,6	311,6	13,5	325,1	—	2994
Суммарные результаты измерений по Русской платформе по данным карт под редакцией Л. Н. Розанова (основная часть территории) и В. Пожариского (западное окончание платформы)	3210,6	6101,6	462,8	6564,4	+4,9	2045
Схематическая карта рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы, составили Н. В. Неволин и др. (1971), масштаб 1:11 300 000	3174,7	6343,2	462,8	6806,0	—	2144
Суммарные результаты измерений по Русской платформе по данным карт под редакцией Н. В. Неволлина (основная часть территории) и В. Пожариского (западное окончание платформы)	3283,3	6654,8	476,3	7131,1	+6,7	2172

* Объем осадков между уровнем моря и земной поверхностью измерен по карте Европейской части

** Палеотектоническая карта Т₁—Т₂ в Атласе (1962) отсутствует; объем отложений этого возраста

В пределах границ той же площади по Физико-географической карте Европейской части СССР масштаба 1:7 500 000 (Физико-географический атлас мира, 1964) измерен по изогипсам рельефа объем пространства между уровнем моря и земной поверхностью ($468\,000 \text{ км}^3$). Суммируя оба объема, получаем общий объем осадочного чехла Восточно-Европейской платформы, равный $6\,258\,200 \text{ км}^3$ (табл. 1). Примем эту величину за эталон и сравним с ней объемы осадков, полученные в пределах той же площади в результате измерений по литолого-палеогеографическим и

Русской и Скифской платформ; по данным измерений по литолого-палеогеографическим фундамента и рельефа земной поверхности

основанием синеклизы)		Скифская платформа с герцинским складчатым основанием							
длительность изученного периода седиментации, млн. лет	средняя скорость накопления осадков, мм за 1000 лет	площадь распространения осадочного чехла, 10^3 км^2	объемы отложений, 10^3 км^3			погрешность изменений объемов относительно карты Л. Н. Розанова, %	средняя мощность осадочного чехла, м	длительность изученного периода седиментации, млн. лет	средняя скорость накопления осадков, мм за 1000 лет
			от поверхности складчатого фундамента до уровня моря	от уровня моря до земной поверхности *	общий				
~1500	1,2	250,0	—	—	605,5	—14,1	2422	~180	13,5
~1500	1,2	245,0	—	—	625,4	—11,3	2553	~180	14,2
~1500	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—
~1500	1,3	247,0	674,0	30,7	704,7	Эталон	2853	~180	15,8
~1500	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—
~1500	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—
~1500	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—
~1500	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—

СССР, масштаб 1:7 500 000 (Физико-географический атлас мира, 1964).
измерен по специально составленной нами для этой цели карте.

палеотектоническим картам Атласа. Из данных табл. 1 видно, что общий объем осадков, измеренный по литолого-палеогеографическим картам, был нами занижен на 11,9%, а по палеотектоническим картам — на 7,4%. Оказывается, в обеих сериях измерений мы практически не преступили те рамки погрешностей измерений объемов (около $\pm 10\%$), о которых писали в своей недавней статье (Ронов и др., 1972).

Предположим, однако, что геологическая карта рельефа фундамента Русской платформы (Атлас, 1961) устарела и не соответствует новым,

Площади распространения и объемы пород осадочного чехла Прикаспийской, Печорской, Польско-Литовской и Валахской впадин

[illegible]

Таблица 2 (окончание)

Карты, по которым производились измерения	Польско-Литовская впадина с байкальским, каледонским и герцинским складчатым основанием							Валахская впадина с байкальским складчатым основанием						
	площадь распространения осадочного чехла, 10^3 км^2	объемы отложений, 10^3 км^3			средняя мощность всего или части осадочного чехла, м	длительность изученного периода седиментации, 10^4 лет	средняя скорость накопления осадков, мм за 1000 лет	площадь, 10^3 км^2	объемы отложений, 10^3 км^3			средняя мощность всего или части осадочного чехла, м	длительность изученного периода седиментации, млн. лет	средняя скорость накопления осадков, мм за 1000 лет
		от поверхности складчатого фундамента до уровня моря	от уровня моря до земной поверхности*	общий всего или части осадочного чехла					от поверхности основания до уровня моря	от уровня моря до земной поверхности*	общий всего или части осадочного чехла			
Литолого-палеогеографические карты Атласа (1961, 1962), масштаб 1:5 000 000	181,0	—	—	528,3***	2919***	~450	6,5	109,1	—	—	173,3***	1588***	~210	7,6
Палеотектонические карты Атласа (1961, 1962)**	185,6	—	—	531,0***	2861***	~450	6,4	93,2	—	—	178,4***	1914***	~210	9,1
Тектоническая карта нефтегазоносных областей СССР (1970) под редакцией Л. Н. Розанова, масштаб 1:2 500 000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Схематическая карта рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы, составили Н. В. Неволин и др. (1971), приблизительный масштаб 1:11 300 000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Карта строения фундамента Польши под редакцией В. Пожарского (Pozaryski, 1970); приблизительный масштаб 1:2 400 000	178,5	818,2	29,5	847,7	4749	~600	7,9	—	—	—	—	—	—	—
Тектоническая карта Скифской и Мизийской платформ, составили Л. Э. Левин и др. (1970), масштаб 1:1 000 000	—	—	—	—	—	—	—	93,8	523,0	13,3	536,3	5717	~500	11,4

* Объем осадков измерен по Физико-географической карте Европейской части СССР, масштаб 1:7 500 000 (Физико-географический атлас мира, 1964).

** Палеотектоническая карта Т₁—Т₂ в Атласе (1962) отсутствует; объем осадков этого возраста измерен по специально составленной нами карте.

*** Приведенные данные характеризуют лишь часть осадочного чехла впадин, измеренную по литолого-палеогеографическим и палеотектоническим картам. Атласа (1961, 1962).

более совершенным знаниям, накопленным за истекшие годы совместными усилиями геофизиков и геологов. Такое предположение может быть проверено. Воспользуемся для этой цели двумя недавно опубликованными картами, дополняющими друг друга: Тектонической картой нефтегазоносных областей СССР (1970) в масштабе 1 : 2 500 000, составленной большим коллективом геологов и геофизиков под общей редакцией Л. Н. Розанова, и картой строения фундамента Польши в масштабе 1 : 2 400 000 под редакцией В. Пожариского (Pożaryski, 1970). В совокупности они охватывают территорию всей Восточно-Европейской платформы. На обеих картах рельеф докембрийского кристаллического фундамента отображен изолиниями относительно уровня моря. Исключим временно из рассмотрения Прикаспийскую синеклизу, о которой в дальнейшем будет особый разговор. Произведенные по этим двум картам измерения объема пространства между рельефом фундамента и уровнем моря, дополненные измерениями объема между уровнем моря и земной поверхностью по физико-географической карте Европейской части СССР (Физико-географический атлас мира, 1964), позволили оценить общий объем рифейских, вендских и фанерозойских толщ Восточно-Европейской платформы. Он оказался равным $6\,564\,400\text{ км}^3$ (табл. 1). Сопоставляя полученный результат с данными измерений по эталонной карте Л. А. Варданянца, получаем, что они очень близки друг к другу, обнаруживая незначительное завышение объема (+4,9%) в варианте измерений по картам Л. Н. Розанова и В. Пожариского.

Мы имели возможность произвести еще одну контрольную серию измерений по схематической карте рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы в приближительном масштабе 1 : 11 300 000, составленной Н. В. Неволным и др. (1971), которая была дополнена по западной периферии платформы данными измерений по упомянутой выше карте В. Пожариского. В этом случае также были внесены поправки на объем пород, залегающих выше уровня моря, и исключена из рассмотрения площадь Прикаспийской синеклизы. Общий объем осадочного чехла собственно Русской платформы оказался равным $7\,131\,100\text{ км}^3$ (табл. 1). Погрешность относительно эталонной карты Л. А. Варданянца составила +6,9%.

Приведенные выше результаты измерений, произведенных разными методами и по картам разных авторов, оказались достаточно близкими. Максимальные их расхождения с эталонной картой Л. А. Варданянца лишь немногим превышают $\pm 10\%$ в случае подсчета объемов по литолого-палеогеографическим картам Атласа ($-11,9\%$), а во всех остальных случаях колеблются от $-7,4$ до $+6,7\%$. Таким образом, мы имеем все основания утверждать, что данные геологии и геофизики близко совпадают друг с другом и литолого-палеогеографические и палеотектонические карты не вносят искажений в объемные соотношения пород.

Обратимся еще к одному аспекту проблемы. Тот факт, что общие объемы осадочного чехла (табл. 1 и 2) собственно Русской платформы, измеренные по литолого-палеогеографическим и палеотектоническим картам Атласа (1961, 1962), оказались в обоих случаях несколько заниженными по сравнению с эталонными определениями объемов (соответственно 11,9 и 7,4%), вряд ли можно считать случайным. Вероятно, в наименее изученных районах платформ, там, где нижние горизонты осадочного чехла слабо охарактеризованы геологическими данными на литолого-палеогеографических и палеотектонических картах. Атласа могли быть пропущены области повышенных мощностей отложений, которые, однако, были зафиксированы геофизическими наблюдениями. Подтверждением этому служат результаты измерений объемов мезозойско-кайнозойских толщ Скифской платформы (фигура, II). Общий объем отложений, измеренный здесь по литолого-палеогеографическим картам Атласа (1962), составляет $605\,500\text{ км}^3$, по палеотектоническим кар-

там — $625\,400\text{ км}^3$, а по Тектонической карте нефтегазоносных областей СССР (1970), на которой в изогипсах показан рельеф герцинского складчатого основания, — $704\,700\text{ км}^3$ (табл. 1).

Сравнивая эти данные, мы прежде всего обнаруживаем, что объем осадков, измеренный по литолого-палеогеографическим картам, несколько занижен (на 3,2%) относительно объема, подсчитанного с помощью палеотектонических карт. Вместе с тем оценки общего объема отложений и по литолого-палеогеографическим, и по палеотектоническим картам оказываются заниженными по сравнению с результатами измерений по карте рельефа герцинского фундамента (соответственно — 14,1 и — 11,3%). Этот факт подтверждает сделанный ранее вывод о том, что часть объемов пород ускользает от геологических методов исследования в наименее изученных участках, но фиксируется геофизическими методами. Напрашивается и еще один вывод: более генерализованные палеотектонические карты точнее отражают объемы осадочных толщ, чем карты литолого-палеогеографические.

Заканчивая данный раздел, мы считаем уместным объективно рассмотреть вопрос о масштабах погрешностей в измерении объемов отложений Русской платформы, допущенных одним из нас около 25 лет назад. А. Б. Ронов производил измерения по картам В. В. Белоусова (1944), которые он дополнил и уточнил по материалам первых результатов опорного бурения (Ронов, 1949). Измерения объемов производились по серии карт, схватывающих интервал времени от среднего девона до неогена.

Герцинский этап развития отображен на этих картах на значительной части площади собственно Русской платформы, исключая лишь Польско-Литовскую и Прикаспийскую синеклизы. Суммарный объем осадков герцинского возраста ($D_2—T_1$) составил на изученной части платформы $4\,257\,700\text{ км}^3$ (Ронов, 1949, стр. 221).

Измерения по картам, представляющим альпийский цикл седиментации ($I_1—N_2$), также затронули не всю, но значительную часть площади платформы, исключая территорию Польско-Литовской и Валахской впадин. Общий объем платформенных отложений альпийского возраста составил $1\,102\,900\text{ км}^3$ (Ронов, 1949, стр. 222). Таким образом, по данным измерений 1949 г., на Русской платформе со среднего девона по неоген было накоплено $5\,360\,600\text{ км}^3$. Суммарный объем отложений этого же возраста, измеренный по литолого-палеогеографическим картам Атласа (1961, 1962), составляет $7\,228\,500\text{ км}^3$ (Ронов и др., 1969). Исключая из этого числа объем осадков $D_2—N$ Польско-Литовской синеклизы ($538\,000\text{ км}^3$), пермских отложений Прикаспийской впадины ($476\,500\text{ км}^3$) и мезозойско-кайнозойских пород Валахской впадины ($173\,300\text{ км}^3$), не затронутых измерениями 1949 г., получаем объем, равный $6\,040\,700\text{ км}^3$. Принимая это число за эталон и сопоставляя с ним результаты измерений 1949 г. ($5\,360\,600\text{ км}^3$), получаем, что объем осадков был занижен, причем погрешность нашей старой оценки составила — 11,2%. Учитывая, однако, что величина объема, принятая нами в качестве эталона, грешит относительно геофизического стандарта занижением на — 13% (табл. 1), приходим к окончательной оценке погрешностей измерений 1949 г., достигающей — 24%, т. е. величины того же порядка, что и ошибка измерений объема верхнекаменноугольных отложений (+ 21%), которая была установлена нами методом сравнения объемов отложений крупного сегмента платформы на карте S_3 (Белоусов, 1944) с более поздними вариантами литолого-палеогеографических карт (Ронов и др., 1972). Таким образом, вывод, сделанный нами ранее в отношении одной лишь карты (S_3), автоматически распространяется на всю серию карт 1949 г.: ошибки, обусловленные недостаточной в то время геологической изученностью осадочного чехла Русской платформы, не превышают в среднем $\pm 25\%$.

О ЗНАЧЕНИИ ГЛУБОКИХ ПЕРИФЕРИЧЕСКИХ ВПАДИН В ОБЩЕМ БАЛАНСЕ СЕДИМЕНТАЦИИ ПЛАТФОРМЫ

Обращает на себя внимание грандиозность масштабов осадконакопления в глубоких впадинах, расположенных по окраинам Русской платформы. Разрезы таких глубоких прогибов, как Прикаспийская синеклиза, расположенная на юго-восточной окраине платформы, Печорская впадина — на северо-восточной ее периферии, Польско-Литовская синеклиза — на северо-западной и Валахская впадина — на юго-западной окраинах платформы (фигура), нигде полностью не были вскрыты бурением. Вследствие этого лишь верхние стратиграфические этажи осадочных толщ, выполняющих эти прогибы, были охарактеризованы на литолого-палеогеографических и палеотектонических картах Атласа (1961, 1962). Естественно, что и объемы осадков, измеренные по этим картам (Ронов и др., 1969), составили лишь часть общего объема отложений, заполняющих глубокие прогибы.

Из данных табл. 2 видно, что в Прикаспийской, Печорской и Валахской впадинах было измерено менее половины общего объема их осадков, а в Польско-Литовской синеклизе — несколько более 60%. Это вполне понятно, если вспомнить, что максимальные мощности достигают в Прикаспийской впадине 17 км, а в Польско-Литовской и Валахской впадинах — 12 км, т. е. глубин, не доступных современной технике бурения.

Остановимся более подробно на геофизических данных по Прикаспийской синеклизе. Общий объем ее отложений, измеренный по Тектонической карте нефтегазоносных областей СССР (1970), достигает колоссальной величины — $5\,648\,600\text{ км}^3$ (табл. 2). Близкое значение получено по мелкомасштабной схематической карте рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы (Неволин и др., 1971) — $5\,325\,300\text{ км}^3$. Погрешность этой оценки относительно результатов измерений по первой карте составляет — 5,7%.

Замечателен факт, что по масштабам осадконакопления Прикаспийская впадина ($5\,648\,600\text{ км}^3$) лишь немногим уступает Восточно-Европейской платформе ($6\,564\,400\text{ км}^3$), хотя площадь области ее осадконакопления более чем в 6 раз меньше (соответственно $476\,800$ и $3\,073\,400\text{ км}^2$). Отсюда и 6-кратные различия в средних мощностях отложений (соответственно, 12 и 2 км) и средних за последние 1,5 млрд. лет скоростях прогибания и осадконакопления (соответственно 8 и 1,3 мм за 1000 лет). Все это заставляет рассматривать Прикаспийскую впадину как разновидность нового специфического типа крупных депрессионных структур земной коры (Ханин, 1970), который, судя по параметрам вертикальных движений, отличается от типичных платформенных зон исключительно высоким темпом погружений, не уступающим наблюдаемому в геосинклинальных областях.

Отнюдь не случайно впадины данного типа характеризуются помимо огромных размеров особым строением консолидированной коры, в составе которой, судя по сейсмическим и (или) гравиметрическим данным, отсутствует так называемый гранитный слой. Кора в целом здесь заметно утонена и имеет толщину менее 40 и даже 30 км. Располагаются эти впадины по периферии древних платформ, в областях перикратонных опусканий, и часто на более молодом байкальском либо переработанном в байкальскую эпоху, а иногда даже палеозойском фундаменте. Центральные части этих впадин обычно наложены на древние глыбы, вплоть до архейских, включенные в состав значительно более молодых складчатых геосинклинальных поясов.

Современным аналогом впадин рассматриваемого типа является впадина Мексиканского залива, опускание которой не было достаточно компенсировано накоплением осадков. Впадины данного типа выделяются под разными названиями: краевых, узловых, экзогональных синеклиз

(мегасинеклиз), батисинеклиз; каждое из этих названий отражает одну из их типичных черт.

Все остальные периферические впадины платформы (Польско-Литовская, Валахская и Печорская¹), образовавшиеся значительно позже (после байкальской складчатости), уступают по объемам накопленных осадков и размерам своего прогибания Прикаспийской. Все периферические впадины, как и Скифская платформа, обнаруживают близкие, а иногда даже большие значения средних скоростей прогибания и седиментации (табл. 1 и 2). Это указывает на известную их близость в данном отношении к Прикаспийской впадине.

Таким образом, традиционные представления о Русской платформе как области поднятий или относительно слабых погружений верны лишь отчасти. По периферии древней платформы по мере отмирания геосинклинальных условий закладывались глубокие прогибы, наследовавшие (но не непосредственно!) от предшествующих этапов развития тенденции к устойчивому и быстрому прогибанию коры. Они представляли собой как бы гигантские коллекторы-ловушки, в которых накапливались колоссальные массы осадков. Суммарный объем отложений всех периферических впадин платформы, взятых вместе (около $7\,800\,000\text{ км}^3$), значительно превосходит общий объем осадочного чехла собственно Русской платформы ($6\,560\,000\text{ км}^3$) и даже несколько превышает сумму объемов осадков Восточно-Европейской и Скифской платформ ($7\,270\,000\text{ км}^3$).

Огромные массы осадков, накапливавшихся в периферических впадинах платформы и погружавшихся на весьма значительные глубины, в области повышенных температур и давлений должны были испытывать глубокие катагенетические преобразования. В частности, должны были активизироваться процессы преобразования погребенного в этих толщах органического вещества и формирования нефти. Этим определяются, по-видимому, чрезвычайно благоприятные перспективы глубоких платформенных впадин и их непосредственного обрамления для обнаружения в их пределах крупных нефтяных и газовых месторождений, частично здесь уже обнаруженных (Оренбургское газовое месторождение, месторождения Печорской впадины и др.).

Недавно появилась возможность проверить точность измеренного нами по картам Атласа (1961, 1962) объема осадков геологически изученной части чехла Прикаспийской синеклизы (от подошвы кунгура до квартера). Для этой цели мы воспользовались схематической структурной картой подсолевых отложений синеклизы в масштабе $1:8\,000\,000$, опубликованной Е. К. Фоменко и др. (1972). Результаты измерений с поправкой на рельеф земной поверхности дали $3\,170\,000\text{ км}^3$. Учитывая общий объем осадков (табл. 2), нетрудно подсчитать, что под солевыми толщами синеклизы залегают огромные массы пород (около $2\,500\,000\text{ км}^3$), состав которых пока неизвестен.

Сопоставление результатов измерений по карте К. Е. Фоменко и др. (1972) с данными, полученными нами ранее для этой части разреза синеклизы по литолого-палеогеографическим ($2\,040\,900\text{ км}^3$) и палеотектоническим ($2\,100\,400\text{ км}^3$) картам Атласа (1961, 1962), обнаруживает весьма значительные расхождения. Объем осадков геологически изученной части разреза синеклизы был нами (Ронов и др., 1969) занижен приблизительно на 35%. Это произошло по нашей же вине. Мы резко снизили измеренный по картам объем кунгурских солей, допустив перераспределение солевых масс в процессе диапиризма из межкупольных пространств в купола.

В упомянутой выше работе нами было рассмотрено несколько вариантов подсчета объемов солей и выбран минимальный ($183\,000\text{ км}^3$). По

¹ Печорская впадина — лишь часть огромной Баренцево-Печорской мегасинеклизы, центр которой располагается в Баренцевом море.

максимальному варианту объем солей оценивался вчетверо выше ($765\ 000\text{ км}^3$), а непосредственные измерения по картам Атласа (1961) давали близкое число ($695\ 000\text{ км}^3$). Уже в 1969 г. мы почувствовали ошибочность выбора и писали по этому поводу, что «принятый нами вариант подсчетов дал минимальную и, весьма вероятно, заниженную величину среднего содержания солей в осадках платформы (3,1%). Истинное значение заключено в пределах между 3,1 и 8,8% общего объема отложений платформ» (Ронов и др., 1969, стр. 22).

Сейчас мы видим, что наиболее правильным был максимальный вариант, приняв который мы снизили бы погрешность в оценке объема изученной части осадочного чехла синеклизы относительно геофизических данных с 35 до 15%. Если же принять за основу данные непосредственных измерений по картам Атласа, то погрешность изменится на очень малую величину (до $-17,6\%$).

Рассмотренные факты имеют принципиальное значение и должны учитываться в будущих глобальных оценках масштабов соленакопления на континентальных платформах. Относительная распространенность солей, принятая нами для платформ в размере 0,5% от общего объема их отложений (Ронов, Ярошевский, 1967), должна быть увеличена по крайней мере втрое и доведена до величины 1,5—2%. В пользу этого предположения говорят новые геологические данные, полученные по другим крупнейшим солеродным бассейнам мира, а также результаты подсчетов геохимического баланса масс осадочной оболочки, недавно произведенных американским геохимиком Ю. Х. Ли, которые дали для стратисферы оценку массы NaCl, равную 2,0% (Li, 1972).

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, т. 1 (верхний докембрий и палеозой). М.—Л., Госгеолтехиздат, 1961.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, т. 2 (мезозой и кайнозой). М.—Л., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белюсов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР.—Тр. ИГН АН СССР, М., 1944, вып. 76.
- Неволин Н. В., Ртищева В. Ф., Блохин П. А. Основные черты строения рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы.—В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., «Недра», 1971.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода).—Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, М.—Л., 1949, № 3, (130).
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования).—Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Ханн В. Е. О достоверности количественных методов исследования в литологии и геохимии.—Литол. и полезн. ископ., 1972, № 1.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.—Геохимия, 1967, № 11.
- Тектоническая карта нефтегазоносных областей СССР, масштаб 1:2 500 000, под редакцией Л. Н. Розанова. Всесоюзный аэрогеологический трест Министерства геологии СССР, М., 1970.
- Физико-географический атлас мира. Главн. упр. геодезии и картографии ГГК СССР, М., 1964.
- Фоменко К. Е., Дементьева И. Г., Дахнич А. В., Погребинский С. А. Строение подсолевого ложа Прикаспийской впадины.—Геол. нефти и газа, 1972, № 4.
- Ханн В. Е. Главные пояса нефтегазообразования Земли.—Вестн. Моск. ун-та, 1970, № 1.
- Gilluly J., Reed J. C., Cady W. M. Sedimentary volumes and their significance.—Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, No. 2.
- Li Y.-H. Geochemical mass balance among lithosphere, hydrosphere and atmosphere.—Amer. J. Sci., 1972, v. 272, p. 119.
- Pożaryski W. Powierzchnia skonsolidowanego podłoża.—Geofizyka i Geologia Naftowa, 1970, No. 3—4 (159—169), p. 1, Krakow.

УДК 551.35 (265/266)

АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Н. В. ЛОГВИНЕНКО, И. В. НИКОЛАЕВА, Е. А. РОМАНКЕВИЧ

Вдоль Южной Америки от берега к глубинам океана наблюдается ясная зональность расположения типов осадков и зон аутигенного минералообразования, связанная с физико-географическими и биологическими факторами. Высокая продуктивность диатомового планктона в поверхностном слое воды обуславливает высокое содержание органического вещества в осадках шельфа. В этих условиях диагенез начинается с редукции сульфатов иловых вод и окисного железа и образования сульфидов железа уже в поверхностном слое в 1—3 см. Максимальной интенсивности этот процесс достигает на некоторой глубине (50—150 см). Зона интенсивного глауконитообразования расположена ниже, на крутом континентальном склоне (500—1800 м) с небольшой скоростью осадконакопления, и тяготеет к аридным областям суши. Глауконит, вероятно, возникал путем химического синтеза из коллоидов во время диагенеза. В дальнейшем происходил перемыв глауконитовых осадков, а его зерна подвергались изменению. Образование глауконита сменилось осаждением фосфатов. На нижней части континентального склона и в глубоководной впадине осаждаются глинистые диатомово-радиоляриевые илы с окислами и гидроокислами железа. На ложе океана происходит накопление красной глубоководной глины и фораминиферового ила с широким развитием окислов и гидроокислов железа и марганца и цеолитов.

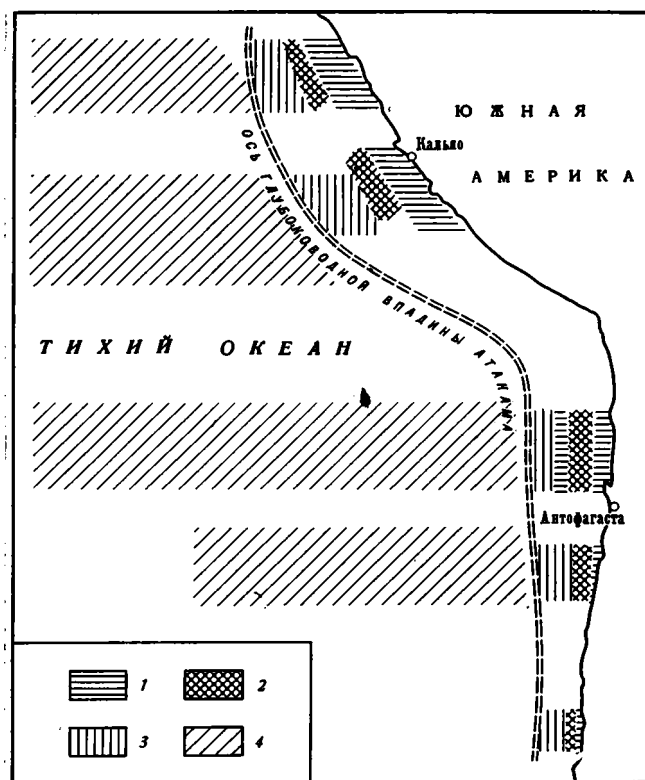
Характеристика осадков и карты станций юго-восточной части Тихого океана даны в ряде статей (Сандова, 1971; Логвиненко, Романкевич, 1973; Zen E An, 1957, 1959).

Для наших исследований образцы поверхностного слоя (1—10 см) донных осадков отобраны дночерпателем в 4-м рейсе НИС «Академик Курчатов» в 1968 г. На станциях 287 и 297 трубкой большого диаметра взяты колонки грунта мощностью до 300 см.

В зависимости от глубины и расстояния от берега в этой части океана выделяются такие типы донных осадков: I — терригенные и раковинные пески, реже грубообломочные и алевро-пелитовые осадки литорали и сублиторали; II — карбонатные ракушечниковые, главным образом разнороднозернистые пески мелководной области шельфа на глубинах 30—40 м; III — терригенные слабоскремнистые диатомовые илы (алевритовые, алевро-пелитовые и пелитовые) и пески шельфа и верхней части континентального склона на глубинах 50—250 м; IV — карбонатные фораминиферовые пески и алевро-пелитовые илы верхней части континентального склона на глубинах 250—590 м; V — терригенно-глауконитовые пески, алевриты и алевро-пелиты верхней части континентального склона на глубинах 500—1800 м; VI — терригенные слабоскремнистые диатомовые и диатомово-радиоляриевые илы нижней части континентального склона и глубоководной впадины на глубинах 1800—7300 м; VII — красная глубоководная глина ложа океана на глубинах 4000—6000 м; VIII — карбонатные фораминиферовые илы возвышенностей ложа океана на глубинах 2300—4000 м.

При движении от берега в глубь океана в описанных типах осадков изменяются парагенезы аутигенных минералов, что позволяет выделить 4 зоны аутигенного минералообразования:

1-я зона — осадки шельфа и верхней части континентального склона (типы II, III, IV) с содержанием органического вещества 2—12%, с интенсивной сульфатредукцией и развитием сульфидов железа, иногда фосфатных стяжений и конкреций.



Фиг. 1. Схема расположения зон аутигенного минералообразования
1 — сульфидов железа и фосфатов; 2 — глауконита; 3 — переходная, где мало сульфидов железа и глауконита, много гидроокислов железа; 4 — окислов и гидроокислов железа и марганца и цеолитов

2-я зона — осадки средней части континентального склона; это область глауконитобразования (тип V). Содержание органического вещества — 1—3%, сульфиды железа и фосфаты встречаются реже.

3-я зона — осадки нижней части континентального склона и глубоководной впадины (тип VI) с содержанием органического вещества 0,5—2,5%; здесь почти нет сульфидов железа, мало глауконита, главные аутигенные минералы — гидроокислы железа и иногда марганца.

4-я зона — осадки ложа океана и возвышенностей океанического дна (типы VII, VIII), характеризующиеся ничтожным содержанием органического вещества (менее 0,5%), широким развитием гидроокислов железа и марганца, микро- и макроконкреций железа и марганца и цеолитов.

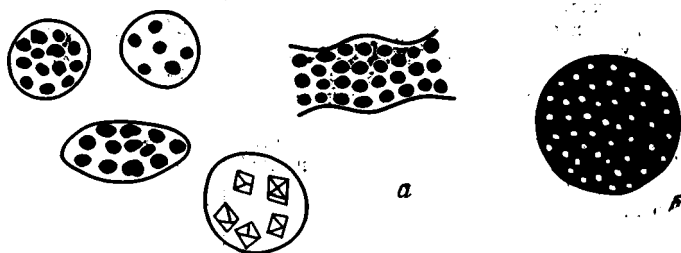
Мелкий масштаб карты не позволяет нам показать области распространения типов осадков и зоны аутигенного минералообразования. Для ориентировки читателей нами составлена схема расположения зон аутигенного минералообразования без масштаба (фиг. 1).

Ниже приведено краткое описание основных аутигенных минералов, выделенных выше зон, и высказаны соображения об условиях их образования.

СУЛЬФИДЫ ЖЕЛЕЗА

Сульфиды железа встречаются в осадках с $Eh = -20 \div -140$ мв¹, содержащих сероводород. Это преимущественно слабоскремнистые (до 16% аморфной кремнекислоты) терригенные и терригенно-диатомовые илы и фораминиферовые осадки шельфа и верхней части континентального склона (типы II, III, IV). Содержание пирита, судя по подсчетам в иммерсионных препаратах и единичным определениям сульфидной серы, 1—3%, реже выше (табл. 1). Массовая пиритизация панцирей диатомей, реже раковин фораминифер (заполнение панцирей и раковин глобулами пирита), наблюдается на глубинах 50—250 м, слабая — до 500 м. На глубинах 2000—4000 м только единичные панцири и раковины содержат от одной до нескольких глобул пирита. Вероятно, это связано с тем, что панцири диатомей и раковины фораминифер на малых глубинах захороняются вместе с «начинкой» — клетками водорослей и протоплазмой животных. Когда они достигают дна на больших глубинах, эта «начинка» полностью разлагается.

Основная форма нахождения сульфидов железа — мельчайшие глобулы в 0,005—0,02 мм или скопление глобул в полостях панцирей и раковин. При больших увеличениях видно, что глобулы представляют собой фрамбоиды (фиг. 2). Иногда встречаются хорошо образованные октаэдр



Фиг. 2. Формы нахождения пирита в осадках (зарисовки)
а — панцири диатомей, покрытые мелкими глобулами пирита, $\times 120$; б — одна из глобул пирита, $\times 1000$

ры пирита размером до 0,05 мм. Пиритизированы также кости позвоночных. На поверхности костей и в их полостях часто содержится довольно много пирита. В более глубоких горизонтах осадков (150—300 см от поверхности дна) отмечены микроконкрекции пирита, состоящие из сростков глобул или октаэдров пирита.

Сульфиды железа представлены главным образом пиритом. Глобулы и кристаллы в отраженном свете латунно-желтые с металлическим блеском.

Значительно реже встречаются моносulfиды железа. Иногда панцири диатомовых водорослей покрыты черно-синим налетом гидротроллита с мельчайшими «глазками» пирита.

Редукция сульфатов иловых вод начинается в самом раннем диагенезе. Из поверхностной пленки осадка в 1—3 см большая часть сероводорода уходит в наддонную воду и там окисляется, но часть реагирует с ионами закисного железа и образует сульфиды. В глинистых осадках на глубине первых сантиметров, в песчано-алевритовых — на глубине до 10 см большая часть сероводорода идет на образование сульфидов. Ин-

¹ Данные по pH и Eh получены от О. В. Шишкиной.

Стан- ции	Глуби- на, м	Тип осадка	Содер- жание фракции <0,01 мм, %	Сульфиды железа	Фосфаты
298	60	Ил диатомово-терригенный алевритовый	46	+ 5 10	— — +
285	60	Ил диатомово-терригенный глинистый	68	+ 3 10	— 15 10
287	200	Ил диатомово-фораминиферовый терриген- ный алевритовый глинистый	61	1 1 +	— — 20
289	590	Ил фораминиферовый алевритовый глини- стый	61	— — +	— — —
290	1760	Ил глауконитовый алевритовый глинистый	55	— — +	— — —
291	3040	Ил радиоляриево-диатомовый глинистый	81	— — +	— — —
293	5200	То же	82	— — —	— — —
295	5100	»	86	— — —	— — —
272	106	Ил диатомово-терригенный глинистый	76	+ 1 1	— — —
273	200	То же	73	+ 1 +	15 30 27
274	500	Песок глауконитовый крупнозернистый	5	— — —	17 3 1
276	1620	Песок глауконитовый мелкозернистый глинистый	19	— — +	— — —
277	4120	Ил радиоляриево-диатомовый, алеврито- глинистый	61	— + +	— — —
278	5920	То же	70	— + +	— — —
279	4640	Красная глубоководная глина	88	— — —	— — —
229	4600	То же	89	— — —	— — —
231	4600	»	90	— — —	— — —
232	4200	»	81	— — —	— — —
250	150	Песок терригенный с фораминиферами мелкозернистый глинистый	27	+ + +	5 40 40
252	650	Песок глауконитовый среднезернистый глинистый	14	— + +	+ + +
253	1015	Песок глауконитовый мелкозернистый глинистый	16	— + 1	— + 12
254	1800	Ил глауконитовый алевритовый глинистый	31	+ + +	— — —
255	3400	Ил терригенный с диатомеями глинистый	56	— — —	— — —
233	4580	Красная глубоководная глина	92	— — —	— — —
236	4830	То же	90	— — —	— — —
300	2080	Ил диатомово-терригенный глинистый	80	— — +	— — —
301	5560	То же	80	— — —	— — —
305	3600	Ил диатомово-радиоляриевый глинистый	84	— — —	— — —
310	3100	Ил фораминиферовый глинистый	71	— + 1	— — —
296	6100	Ил диатомово-радиоляриевый глинистый	80	— — —	— — —
244	7320	Ил радиоляриевый терригенный алевроли- тово-глинистый	62	— — —	— — —

Фракции гранулометрического анализа, мм: первая колонка цифр — >0,1, вторая — 0,1—0,05,

тенсивность сульфатредукции уменьшается по мере расхождения органического вещества. В изученном нами случае максимум этого процесса приходится на глубине 50—150 см. В противоположной части Тихого океана, на шельфе, вблизи о. Хоккайдо, наибольшая интенсивность сульфатредукции и образования сульфидов наблюдается на глубине около 300 см ниже поверхности дна (табл. 2).

Наряду с сульфидами железа в этих же осадках присутствуют мельчайшие округлые комочки гидроокислов железа. Это происходит потому, что очаги сероводородного заражения возникают локально, часто внутри панцирей диатомей или раковин фораминифер, и именно там образуются сульфиды железа. А вблизи них, всего на расстоянии нескольких сантиметров или долей сантиметра, сохраняются гидроокислы железа. Таким образом, осадки представляют собой неуравновешенную физико-химическую систему, или систему с мозаичным равновесием.

Аналогичные условия известны на шельфе Юго-Западной Африки (Батурин и др., 1970), где осадки обогащены панцирями диатомовых во-

гранулометрического анализа, %

Глауконит	Гидроокислы железа	Окислы и гидроокислы марганца	Цеолиты	Агрегаты глинистых минералов	Органи- ческие остатки	Терригенный и пирокла- стический материал
— — —	— — —	— — —	— — +	— — —	+ 20 30	100 75 59
4 6 —	— — —	— — —	— — —	— — —	20 60 64	76 15 16
— + —	— — +	— — —	— — —	— — —	86 9 20	13 90 60
— + +	— — —	— — —	— — 2	— — 60	99 80 10	+ 17 25
95 30 14	— — 2	— — —	— — —	— — 6	2 40 58	6 28 20
8 5 2	— — 1	— — —	— — +	— — —	91 94 74	+ + 20
2 2 2	— — 1	— + —	2 — —	— 30 20	96 52 55	+ 15 19
+ + +	— — 10	— — —	— — —	— 10 6	96 88 71	+ + 12
— — —	— — —	— — —	— — —	33 26 30	45 62 56	20 10 12
— — —	— — —	— — —	— — —	+ + +	84 53 53	+ 15 19
82 19 5	— — 3	— — —	— — —	— — —	+ 2 3	— 70 85
95 20 10	— — 3	— — —	— — —	— — —	+ 3 15	+ 75 70
+ + +	— 3 4	— — —	— — +	— — —	93 13 53	5 82 42
+ + +	25 5 5	— — —	— — —	24 5 4	45 20 49	4 70 41
+ — —	— — 2	— + —	— — 2	+ + +	96 89 91	1 10 1
— — —	— — 2	— — +	— — —	— — —	99 97 90	1 1 8
— — —	+ + 1	+ + +	— — 3	3 4 3	95 87 88	1 8 4
— — —	— 5 2	15 10 5	— — 1	3 25 20	83 53 67	+ 7 4
— — 5	— — —	— — —	— — —	— — —	85 14 5	8 45 48
95 10 8	— — —	— — —	— — —	— 15 20	+ 8 18	2 65 50
75 17 8	— — 2	— — —	— — —	25 — —	+ 17 9	+ 65 52
17 17 11	— — —	— — —	— — —	15 + 2	15 8 9	52 71 76
— — —	— — —	— — —	— — —	75 17 13	+ 9 18	25 71 64
— — —	1 10 6	60 2 +	— — 2	1 2 40	35 70 18	+ 15 34
2 3 3	— — 3	— + 12	+ + 15	23 30 35	75 65 5	+ + 30
— + +	— — 3	— — —	— — —	— — —	14 43 49	85 55 46
+ + 1	— + 3	— — —	— — —	— — —	1 2 60	95 95 34
+ + 1	— — 3	— — —	— — +	— — —	90 68 48	8 30 47
— — —	— + 2	— — —	— — —	— — —	98 96 97	+ + +
— 8 —	— — —	— — —	— — 5	— — —	99 43 65	+ 48 30
— — —	1 — 2	— — —	— — —	— — —	42 23 5	57 75 93

третья — 0,05—0,01; «+» — содержание минерала, доли %.

дорослей и содержат до 10—12% органического вещества. По остаткам диатомовых и органическому веществу замечены скопления глобуль пирита или черно-синие налеты гидротроилита. Подобные явления наблюдались и другими авторами в современных осадках морей. Следовательно, диагенез морских и океанических осадков, обогащенных органическим веществом, начинается с редукции сульфатов иловых вод, образования сероводорода и сульфидов железа. Необходимое для этого железо получается благодаря одновременному с редукцией сульфатов восстановлению окисного железа осадков, а также имеется в телах животных и растений.

ФОСФАТЫ

Во всех образцах донных осадков в различных количествах имеются кости позвоночных: неизменные и в той или иной степени измененные. При изменении костей контуры их становятся не такими угловатыми

Изменения характера осадков и содержания пирита на глубине

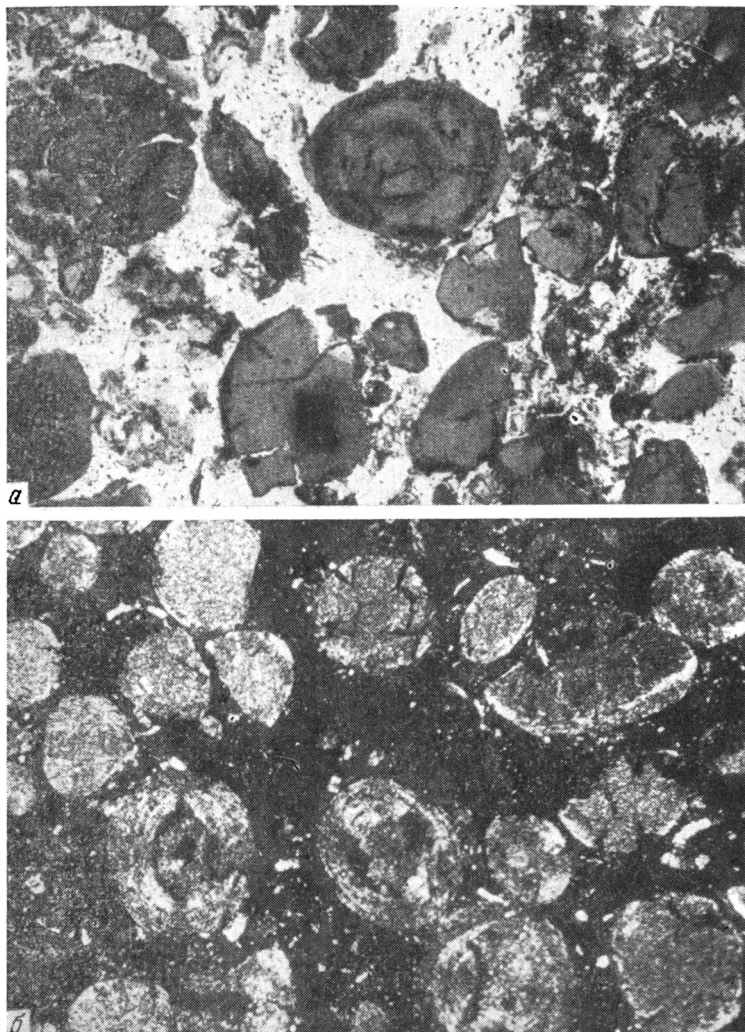
№ станции, координаты	Глубина, м	Горизонт от поверхности осадка, см	Характер осадка	Количество пиритизиро- ванных диато- меей, отдельных глобуль и сло- стков пирита в иммерсион- ном препарате	Ен, мв	Сорг, %
298, 7°40' ю. ш. 79°38' з. д.	60	0—10	Ил алевроито-глинистый, зеленый	235	—	3,35
		40—50	Ил глинисто-алевролитовый, синева-серый, с сероводородом	272	—	—
		60—70	То же	351	—	0,60
		120—130	»	374	—	—
		200—210	»	225	—	1,36
		225—245	Песок глинистый, темно-серый с сероводородом	141	—	0,39
287, 8°26' ю. ш. 79°50' з. д.	206	0—10	Ил алевроито-глинистый, черно-зеленый	43	—	10,59
		60—70	Песок глинистый, темно-зеленый с раковинами, с сероводородом	138	—50	0,91
		200—210	То же	100	—45	1,27
		310—320	»	43	—100	1,37
6159, 42°07' с. ш. 141°46' в. д.	264	0—20	Ил глинисто-алевролитовый, с песком и гравием, зеленый	29	—19	—
		100—140	Такой же ил с раковинами пеллеципод и пленками гидротроилита, с сероводородом	55	+50	—
		280—305	То же	407	—25÷+27	—

(возможно, частичное растворение), окраска — бурой до темно-коричневой, понижается их светопреломление и двупреломление вплоть до полной аморфизации (возможно, переход гидроксилатапата в франколит или курскит).

В дночерпательной пробе со станции 250 на глубине 150 м Г. Н. Батурин (устное сообщение) обнаружил конкреции фосфоритов. Х. М. Саидова (1971) описала комочки и зерна фосфоритов в мелкозернистом песке с ракушкой на станции 286 (глубина 100 м) и в кварц-фораминиферовом песке на станции 304 (глубина 250 м).

Нами отдельные мелкие зерна фосфорита и фосфоритизированные фекалии обнаружены в терригенно-диатомовых и фораминиферовых песках и алевро-пелитах на станциях 250, 272, 285, 288, 289. Кроме того, они встречены в глауконитовых песках на глубинах 500—800 м. Это обычно мелкие стяжения или участки цемента в глауконитовых песках. Фосфатный минерал темно-коричневый со стекляннм блеском. В шлифе он светло-желтый, буровато-желтый до темно-коричневого, изотропный, с показателем преломления 1,593—1,600. Иногда встречаются участки со слабым двупреломлением. Описанный минерал, возможно, курскит². Максимальный размер зерен фосфорита около 1 мм, средний — 0,5—0,6 мм, размер участков цемента в глауконитовых песках до 5—7 мм. Значительно чаще встречаются каемки фосфатного минерала вокруг зерен глауконита, особенно много их на станциях 274 и 275 (фиг. 3).

² Вследствие недостатка материала фосфаты точными методами не изучены.



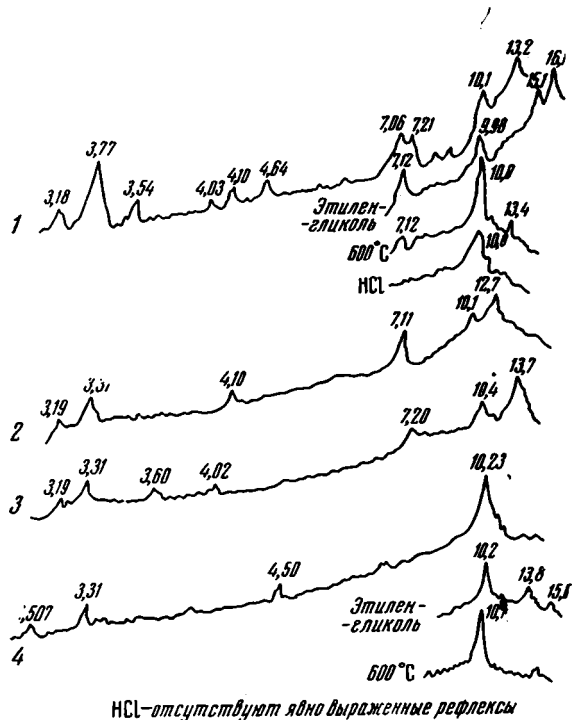
Фиг. 3. Зерна глауконита II типа

a — зерна глауконита с многочисленными трещинами со станции 274, шлиф, $\times 100$, николь один; *b* — зерна глауконита со станции 275, шлиф, $\times 100$, николя два

Таким образом, осадки шельфа и верхней части континентального склона содержат фосфаты почти на всем протяжении от 2° ю.ш. до $23-30^\circ$ ю. ш. на глубинах 50—800 м. Площадь их распространения превышает таковую на шельфе Юго-Западной Африки, при гораздо более низкой концентрации P_2O_5 в осадках.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

В современных донных осадках шельфа и континентального склона Южной Америки, вплоть до глубоководной впадины, по данным Зен (Zen E Ap, 1959), преобладает смешаннослойный минерал с межплоскостным расстоянием 11,8 и 14,7 Å (после обработки этилен-гликолем 16,7, после термической обработки 10,0 Å), содержащий до 80% разбухающих слоев. Постоянно присутствует иллит и хорошо и плохо окристаллизованные хлориты. В районе южнее 20° ю. ш. обязательно присутствует некоторое количество каолинита.



Фиг. 4. Дифрактограммы фракций диаметром $< 0,005$ мм

Образцы: 1, 2 — красная глубоководная глина (станции 229 и 233), 3 — диатомово-терригенный ил (станция 291), 4 — глауконит (станция 274)

ных глинистых минералов: это гидрослюда и глауконит, смешаннослойные минералы, возможно, монтмориллониты и плохо окристаллизованные хлориты (железистые?). Особенно интенсивно этот процесс проходит в красной глубоководной глине.

О составе глинистых минералов красной глубоководной глины и пелагических фораминиферовых илов мы можем судить только по нескольким образцам со станций 229 и 233. Рентгеновский анализ показал наличие неупорядоченного смешаннослойного минерала типа гидрослюда — монтмориллонит с 45—65% разбухающих слоев, гидрослюда и хлорита (фиг. 4).

Более детально изучены образцы глауконитовых осадков. Как показало микроскопическое исследование, единичные зерна глауконита встречаются практически повсюду вплоть до красной глубоководной глины. Однако наибольшие его концентрации связаны с осадками на глубинах 500—1800 м, где в песках, алевроито-пелитовых и алевроитовых илах часто содержится глауконита до 75% и более.

Образование глауконита происходит частично по щелочным полевым шпатам и биотиту. Наблюдаются постепенные переходы от выветрелых зерен полевых шпатов и листочков биотита к частично или полностью глауконитизированным зернам. Иногда глауконит выполняет раковины фораминифер, панцири диатомей, ходы илоедов, поры и пустоты в вулканическом стекле.

Однако основная масса глауконита находится в виде отдельных зерен-микроконкреций. Осадки с высокой концентрацией глауконита имеют $Eh + 120 \div + 190$, иногда до $+ 400$ мв. Невысокие концентрации глауконита и единичные зерна встречаются в осадках с положительным и от-

В единичных образцах алевроито-глинистых и глинистых илов шельфа и континентального склона (станция 291 и др.) мы обнаружили неупорядоченный смешаннослойный минерал типа гидрослюда — монтмориллонит и хлорит (фиг. 4).

Состав глинистых минералов осадков шельфа и континентального склона отражает в некоторой степени условия выветривания на суше. Суша здесь горная с аридным климатом с зачаточными корами выветривания и характерными почвами, где возникают главным образом гидрослюда, гидрохлориты и монтмориллониты. Каолинит же, вероятно, занесен с юга волнами и течениями из области гумидного — влажного океанического климата в районе от Сантьяго до Мелинки.

Вместе с тем в осадках идет образование аутиген-

рицательным значением E_h в ассоциации с гидроокислами железа или сульфидами железа. Иногда в глауконитовых песках встречаются участки фосфатного цемента.

В песках преобладают зерна глауконита в 0,2—0,5 мм, иногда встречаются зерна до 2—5 мм, в алевритах и алеврито-глинистых илах — менее 0,2 мм. Форма зерен овальная, реже почковидная, гроздьевидная и лепешковидная. Имеются радиальные, реже концентрические трещины синерезиса, выполненные беловато-серым глинистым веществом. Это вещество, судя по характеру агрегатов и оптическим свойствам (показатели преломления менее 1,570—1,597), — монтмориллонит или смешаннослойный минерал. В каждом образце зерна глауконита неоднородны по внешнему виду и физическим свойствам. Еще большие различия можно наблюдать в разных образцах.

Условно мы различаем три типа зерен глауконита.

I тип — черные и темно-зеленые с гладкой блестящей и матовой шероховатой поверхностью, многочисленными трещинами синерезиса, выполненными глинистым веществом. Значительная часть зерен покрыта светло-зелеными, бурыми и желто-бурыми пятнами. Единичные зерна лишены трещин и обладают однородной окраской от поверхности до центра. Такие зерна имеют наиболее высокие показатели преломления (табл. 3). Черные и темно-зеленые зерна глауконита преобладают в осадках малых и средних глубин (600—1200 м, станции 243, 252, 253, 265).

II тип — зеленые, овальные с матовой и шероховатой поверхностью, многочисленными трещинами, часть из которых заполнена глинистым веществом, а часть остается открытой — незаполненной. На зернах обычно желто-бурые и бурые пятна (фиг. 3). Показатели преломления таких зерен несколько ниже, чем у черных и темно-зеленых. Иногда ядра зеленых зерен темно-зеленого и черного цвета. Следует отметить наличие среди них коричневых зерен с пленками фосфатного минерала (станции 274, 275).

III тип — светло-зеленые до серовато-зеленоватых, с матовой шероховатой поверхностью, чаще уплощенные, лепешковидные, а не овальные с массой открытых — незаполненных глинистым веществом трещин. Густота трещин бывает велика, и зерна раскрашиваются по ним, приобретая форму угловатых обломков. Лишь немногие из них сохраняют овальную форму и гладкую поверхность; последние, как правило, имеют более густую зеленую окраску. Зерна этого типа отличаются наиболее низкими показателями преломления и характерны для осадков больших глубин (1600—1800 м, станции 254, 276, 290) (табл. 3).

Определение показателей преломления глауконита показало, что они обычно выше во внутренней части зерна и ниже во внешней оболочке, выше в осадках малых глубин и ниже в осадках больших глубин. Понижение показателей преломления, вероятно, связано с процессами гидратации и окисления глауконита, понижением содержания железа в решетке минерала и ростом содержания железа в зернах глауконита (гидроокисного железа) (табл. 3, 4).

В образце со станции 252 в единичных крупных кристаллах, полученных путем раздавливания крупных агрегатных зерен, $Ng' = 1,660 \pm 0,002$, $Np' = 1,638 \pm 0,002$, $Ng' - Np' = 0,022$, $Ng : a = 0-2^\circ$, плеохроизм от интенсивно-зеленого (оливкового) ($|| Ng$) до светло-зеленого, бледного ($|| Np$), удлинение +.

Термический фазовый анализ показал наличие трех эндотермических эффектов при 140—150; 500—600 и 890—900° С. Наиболее четко проявляется первый эндотермический эффект, второй сильно растянут и пологий. Кривые образцов со станций 274 и 275 деформированы вследствие экзотермического эффекта выгорания органического вещества (350° С), кривая образца со станции 243 имеет эндотермический эффект дегидратации гидроокислов железа (300° С). Судя по глубине первого низко-

Таблица 3

Характеристика глауконита и осадков

Тип зерен	Осадки	CaCO ₃ , %	SiO ₂ аморф., %	Сорг., %	Ен, мв	pH	Форма и размер зерен, мм	Цвет и характер поверхности	Трещины синерезиса	Показатели преломления	Глубина, м	№ станции	Координаты
I	Пески мелко- и разнородно-зернистые	4,2	—	0,25	+405	7,5	Овальная, иногда почковидная, 0,1—0,6	Черный, темно-зеленый, гладкая, блестящая, редко матовая	Много, vyplнены глинистым веществом	1,660—1,630 (ядро) 1,630—1,605 (оболочка)	1200	243	24°27' ю. ш. 70°47' з. д.
I	Пески средне- и мелкозернистые, реже алевроиты	1,2—7,6	2,0—3,0	0,6—2,6	+170 +190	7,3—7,4	Овальная, реже гроздьевидная, 0,1—1,0, реже 2—3,0	Черный, темно-зеленый, матовая и шероховатая	То же	1,660—1,630 (ядро) 1,630—1,605 (оболочка)	1015 760 650	253 265 252	21°11' ю. ш. 70°29' з. д. 32°11' ю. ш. 71°49' з. д. 21°09' ю. ш. 70°26' з. д.
II	Пески от мелко- до крупнозернистых	2,5—4,1	0,7—1,6	1,3—2,3	+120 +140	7,3—7,5	Овальная, реже почковидная, 0,2—2,0, реже 2,0—5,0	Зеленый, реже черный и бурый с пленками фосфата, матовая шероховатая	Много, полновина открытых незаполненных	1,625—1,650 (ядро) 1,615—1,595 (оболочка)	806 500	275 274	12°28' ю. ш. 77°39' з. д. 12°30' ю. ш. 77°32' з. д.
III	Пески мелкозернистые, алевроито-глинистые илы	2,0—3,0	2,5—5,4	1,9—3,9	+58 +300	7,4—7,5	Угловатая, лепешковидная, редко гроздьевидная, 0,1—0,2	Светло-зеленый, серый, матовая шероховатая	Много, главным образом открытые	1,635—1,608 (ядро) 1,600—1,570 (оболочка)	1620 1760 1800	276 290 254	12°24' ю. ш. 77°57' з. д. 8°28' ю. ш. 80°37' з. д. 21°12' ю. ш. 70°37' з. д.

Химический состав глауконитов, %

Окислы	№ образцов * и станций				
	252а	252б	243	274	275
SiO ₂	46,65	46,88	45,76	44,78	43,84
TiO ₂	0,42	0,30	0,32	0,22	0,22
Al ₂ O ₃	4,83	4,86	4,36	4,57	4,18
Fe ₂ O ₃	26,95	25,55	27,39	20,20	20,95
FeO	1,48	1,78	1,41	2,41	2,22
CaO	1,38	0,87	0,62	3,38	4,51
MgO	3,06	3,60	3,70	4,60	4,21
P ₂ O ₅	0,49	0,51	0,33	2,14	2,14
K ₂ O	5,64	6,26	5,52	6,40	5,57
Na ₂ O	0,36	0,33	0,30	0,33	0,30
H ₂ O ⁻	3,00	1,00	3,84	2,36	2,92
П. п. п.	6,55	6,75	6,06	8,20	8,46
Сумма	99,81	99,59	99,61	99,59	99,54

Аналитик А. В. Сухаренко (ИГ и Г СО АН СССР, Новосибирск).

* Номера станций и образцов одинаковые, с каждой станции изучался один образец; исключение — станция 252, где зерна глауконита рассортированы по цвету. Станция 252а — анализировались светло-зеленые зерна; станция 252б — анализировались темно-зеленые зерна; станция 243 — анализировались черные и буро-черные зерна; станции 274, 275 — анализировались зеленые зерна.

температурного эффекта, в ряде образцов есть примесь монтмориллонита.

Наличие примесей в глауконитах (табл. 4) не позволяет дать расчет кристаллохимических формул минерала. В общем это железистые глаукониты с умеренным содержанием алюминия и магния. Основные примеси — окислы железа (станция 243), фосфаты (станции 274 и 275). Осветленные и ожелезненные зерна отличаются также пониженным содержанием калия. Порошковые рентгенограммы и дифрактограммы показали, что основной компонент изученного глауконита — однослойная гидрослюда и смешаннослойная фаза гидрослюдисто-монтмориллонитового типа. В некоторых образцах (станция 274 и др.) есть примесь монтмориллонита (табл. 5, фиг. 4).

Таблица 5

Дебаграммы глауконита

Образец 243, $d_{a/n}$ I		Образец 252, $d_{a/n}$ I		Образец 274, $d_{a/n}$ I		hkl
10,27	9	10,27	10	10,27	10	001
4,91	1	4,93	0,5	4,88	Слабая	002
4,50	10	4,52	9	4,52	9	020
4,13*	0,5	—	—	4,12	6	021
3,67	2	3,67	2	3,67	4	112
3,32	5	3,34	4	3,32	4	022, 003
3,08	Слабая	—	—	3,08	Слабая	112
2,83	»	2,84	1	2,84	Очень слабая	—
2,60	10	2,60	10	2,60	10	200, 131
2,39	5	2,41	6	2,40	6	201, 132
2,28	0,5	2,27	Слабая	2,27	Слабая	203
2,13	Слабая	2,15	»	2,13	»	202
1,98	»	2,03	»	1,99	»	005
—	—	—	—	1,83**	»	—
1,72	0,5	1,72	Слабая	1,73	0,5	134, 150
1,66	0,5	1,67	0,5	1,67	1	006, 116, 152
1,519	9	1,519	9	1,515	8	060, 135
1,311	4	1,312	5	1,311	4	117, 400
1,258	0,5	1,261	1	1,264	1	008

Съемку вела М. В. Новожилова, ИГ и Г СО АН СССР, Новосибирск.

* Примесь гидроокислов железа.

** Примесь фосфатов кальция.

Форма нахождения глауконита в осадках — микроконкреции — дает основание предполагать химический синтез его из коллоидных растворов в период диагенеза. Таким путем возникала гидрослюдистая фаза. Затем в трещины синерезиса проникал ил из окружающего осадка, ил, состоящий из смешаннослойного глинистого минерала и монтмориллонита. В дальнейшем происходил перемыв глауконитовых осадков донными течениями (возможно, и мутьевыми потоками), и среда после этого стала неблагоприятной для сохранения глауконита. Основные процессы изменения глауконита — гидратация и ожелезнение с некоторой потерей катионов (калия), т. е. замещение катионов гидроксидом, окисление закисного железа и вынос железа из решетки минерала с одновременным накоплением его (гидроокисного железа) в зернах глауконита. Этот процесс, вероятно, идет на всех глубинах в той или иной степени, но интенсивность его нарастает с глубиной (чем глубже, тем меньше органического вещества и больше кислорода в наддонной воде и осадках).

Глауконитовые осадки развиты на крутом континентальном склоне, с небольшой скоростью осадконакопления, почти вдоль всего побережья Южной Америки и заметно тяготеют к областям аридного климата на суше. Подобные соотношения наблюдаются в Атлантике вдоль берегов Юго-Западной Африки (Николаева и др., 1971), где имеются глауконитовые осадки с аналогичными изменениями зерен глауконита.

КАРБОНАТЫ

Карбонаты представлены главным образом кальцитом органогенного происхождения: раковины и обломки раковин моллюсков, простейших. Арагонит отмечен в песках шельфа, обогащенных раковинами гастропод. Хемогенные карбонаты в осадках встречаются редко; это скопления пелитоморфного кальцита в некоторых илах, иногда единичные оолиты. На станции 301 (глубина 5560 м) обнаружены зерна и пелитоморфные агрегаты карбоната железа и марганца, подобные описанным ранее Зен (Zen E Ap, 1959). Осадок представляет собой алевроито-глинистый зеленовато-серый ил с примесью песчаных фракций. Показатели преломления карбоната: N_o — более 1,780, N_e — менее 1,630, N_e' на спайной плоскости ромбоэдра — $1,702 \pm 0,003$. Судя по показателям преломления, это родохрозит или минерал более сложного состава (изоморфная смесь железа, марганца и магния). Содержание карбоната в осадке незначительное: доли процента.

ЦЕОЛИТЫ

Цеолиты представлены филлипситом в виде типичных призматических кристаллов обычно с железистой рубашкой на поверхности. Довольно часто встречаются крестообразные двойники. В образцах красной глубоководной глины на станции 233 (глубина 4580 м) определены оптические константы филлипсита: $N_g = 1,497$, $N_p = 1,493$, $N_g - N_p = 0,004$, $CN_g = 13-19^\circ$. Судя по оптическим свойствам, это филлипсит с высоким содержанием кремнезема.

На дифрактограммах образцов красной глубоководной глины всегда имеются рефлексy 4,10 и 3,19 А, характерные для филлипсита. В единичных случаях отмечены зерна шабазита и анальцима.

Образование цеолитов, как и глауконита, происходит повсюду от прибрежной зоны мелководных терригенных осадков до красной глубоководной глины, где встречаются только единичные кристаллы цеолитов и не в каждом образце. Массовое их скопление наблюдается в красной глубоководной глине и близких к ней по составу и генезису осадках, харак-

теризующихся повышенным содержанием пирокластического материала³, наличием окислов и гидроокислов железа и марганца и высоким окислительным потенциалом ($Eh + 350 \div +450$ мв).

ГИДРООКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА

Гидроокислы железа в небольших количествах встречаются практически во всех типах осадков и даже в слабоскремнистых терригенно-диатомовых илах с сероводородом и сульфидами железа. Значительные концентрации гидроокислов железа наблюдаются только в красной глубоководной глине. Форма нахождения их — мелкие (0,005—0,02 мм) красные и красно-бурые овальные комочки с высоким показателем преломления (более 1,780). Обычно они изотропны, реже двупреломляют (гетит, гидрогетит). Гидроокислы железа входят также в состав железомарганцевых конкреций.

Осаждение гидроокислов железа, по общепринятым представлениям, происходит в виде гелей гидроокиси во время осадконакопления и в раннем диагенезе. Однако во всех осадках шельфа и континентального склона вплоть до глубоководной впадины обычно в небольшом количестве присутствуют мелкие глобулы пирита, покрытые с поверхности красно-бурой окисленной пленкой. Преимущественное развитие гидроокислов железа в виде мелких овальных комочков дает основание предполагать, что они образовались в процессе диагенеза позже сульфидов железа в результате их окисления. Аналогичный процесс мы отмечали для глауконита. Естественно, что такое объяснение не годится для красной глубоководной глины.

Окислы и гидроокислы марганца слагают железомарганцевые конкреции красной глубоководной глины и встречаются в виде корок на обломках пород в осадках нижней части континентального склона. Многочисленные железомарганцевые конкреции обнаружены на 11 станциях в Перуанской котловине. Форма их округлая, иногда это желваки неправильной формы (Саидова, 1971). Максимальная концентрация конкреций отмечена на станции 259—100% поверхности дна, на станциях 227, 231, 260 конкреции покрывали только 4% поверхности дна. Определение концентрации конкреций производилось по фотографиям дна и подсчетам в дночерпательных пробах (Саидова, 1971).

Значительно чаще встречаются микроконкреции размером 0,01—1,0 мм. Во всех образцах красной глубоководной глины и близких к ней осадков встречаются железомарганцевые микроконкреции.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г. Н., Петелин В. П., Коченов А. В. Фосфоритообразование на шельфе юго-западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 3.
Логвиненко Н. В., Романкевич Е. А. Современные осадки Тихого океана у берегов Перу и Чили.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
Николаева И. В., Сенин Ю. М., Голубова Г. А. Фациальная изменчивость аутигенных силикатов в связи с особенностями осадкообразования на шельфе Западной Африки.— В сб.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., «Наука», 1971.
Саидова Х. М. О современных осадках района тихоокеанского побережья Южной Америки.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1971, т. 89.
Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. М., «Наука», 1970.
Zen E. An. Preliminary report on the mineralogy and petrology of some marine bottom samples off the coast of Peru and Chile.— Amer. Mineralogist., No. 42, 1957.
Zen E. An. Mineralogy and Petrology of marine bottom sediment samples off the coast of Peru and Chile.— J. Sediment. Petrol., v. 29, No. 4, 1959.

Ленинградский университет,
Институт геологии и геофизики
СО АН СССР,
Новосибирск
Институт океанологии АН СССР
Москва

Дата поступления
9.XII.1971

³ Цеолиты возникают главным образом по вулканическому стеклу.

УДК 551.35(262)

ВОЗРАСТНЫЕ ПРОВИНЦИИ ТЕРРИГЕННО-ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

**Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ, А. Я. КРЫЛОВ, Ю. И. СИЛИН, К. М. ШИМКУС,
Я. Н. ЦОВБУН**

Возраст терригенных минералов в осадках разных районов Средиземного моря колеблется от 0 до 430 млн. лет. Наиболее древние минералы тяготеют к древним платформам, а самые молодые — к районам современного и четвертичного вулканизма.

Осадки минералов разного возраста образуют возрастные провинции.

В последнее время методы ядерной геохронологии получили широкое распространение. Они применяются не только для определения абсолютного возраста горных пород, но и для решения косвенных геологических вопросов. Одно из таких направлений — метод «частиц, меченных возрастом» (Крылов, Силин, 1963). Сущность метода заключается в том, что мельчайшие частицы терригенных минералов сохраняют первичное аргон-калиевое отношение (по которому определяется абсолютный возраст породы) в процессе разрушения горной породы и миграции продуктов этого разрушения. Более того, если в начальные стадии выветривания пород происходит преимущественно потеря аргона, и аргон-калиевое отношение искажается, то при миграции терригенных частиц в реках и обработке их в прибрежных зонах морей и озер происходит естественный отбор. Частицы, сильно затронуты процессами выветривания, уничтожаются, а более стойкие (у них не искажено отношение Ar^{40}/K^{40}) сохраняются, неся на себе начальную возрастную метку. Это позволяет использовать частицы, меченные возрастом, как индикаторы при изучении современных процессов осадконакопления в морях и океанах и для палеогеографических исследований (Крылов и др.).

Одним из примеров такого исследования является данная работа по изучению осадков Средиземного моря.

Процессы современного осадкообразования в Средиземном море в последние годы довольно детально освещались по данным гранулометрического, (Емельянов, 1965), минералогического (Емельянов, 1968; Ратеев и др., 1967; Ninkovich, Heezen, 1965) и химического анализов (Емельянов, 1966). Однако наряду с общепризнанными положительными сторонами этих методов были выявлены и некоторые их недостатки. Так, ни один из этих методов не в состоянии дать нам явные критерии для определения областей сноса осадков, характеризующихся примерно одним и тем же минералогическим и химическим составами. Минералогический анализ песчано-алевритовых (Емельянов, 1968) и субколлоидных (Ратеев, и др., 1967) фракций пока не позволил определить дальность проникновения золотого материала пустынь Африки и его осадкообразующую роль в пелагических илах Средиземного моря. Остается неясным и вопрос о дальности проникновения выноса Нила на северо-за-

пад от его устья, а также в сторону Сирийского и Турецкого побережий и т. д. Существенную помощь в этом направлении могут оказать другие вспомогательные методы литологического анализа, и в первую очередь, метод определения абсолютного возраста терригенно-вулканогенных минералов.

Цель настоящей работы: охарактеризовать абсолютный возраст терригенно-вулканогенного материала верхнего слоя осадков Средиземного моря, выделить возрастные провинции терригенно-вулканогенного компонента осадков и определить его источники сноса, сопоставить возрастные и терригенно-минералогические провинции и осветить черты их совпадения и различия. Для этой цели был определен абсолютный возраст терригенно-вулканогенного компонента 60 проб осадков, ранее нами изученных минералогически, гранулометрически и химически. Кроме того, на двух станциях был определен абсолютный возраст минералов песчано-алевритовых и пелитовых фракций (4 пробы) и абсолютный возраст некоторых проб коренных пород водосборной площади и речных илов Нила. Определение абсолютного возраста проводилось по методике, описанной А. Я. Крыловым и Ю. И. Силиным (1963).

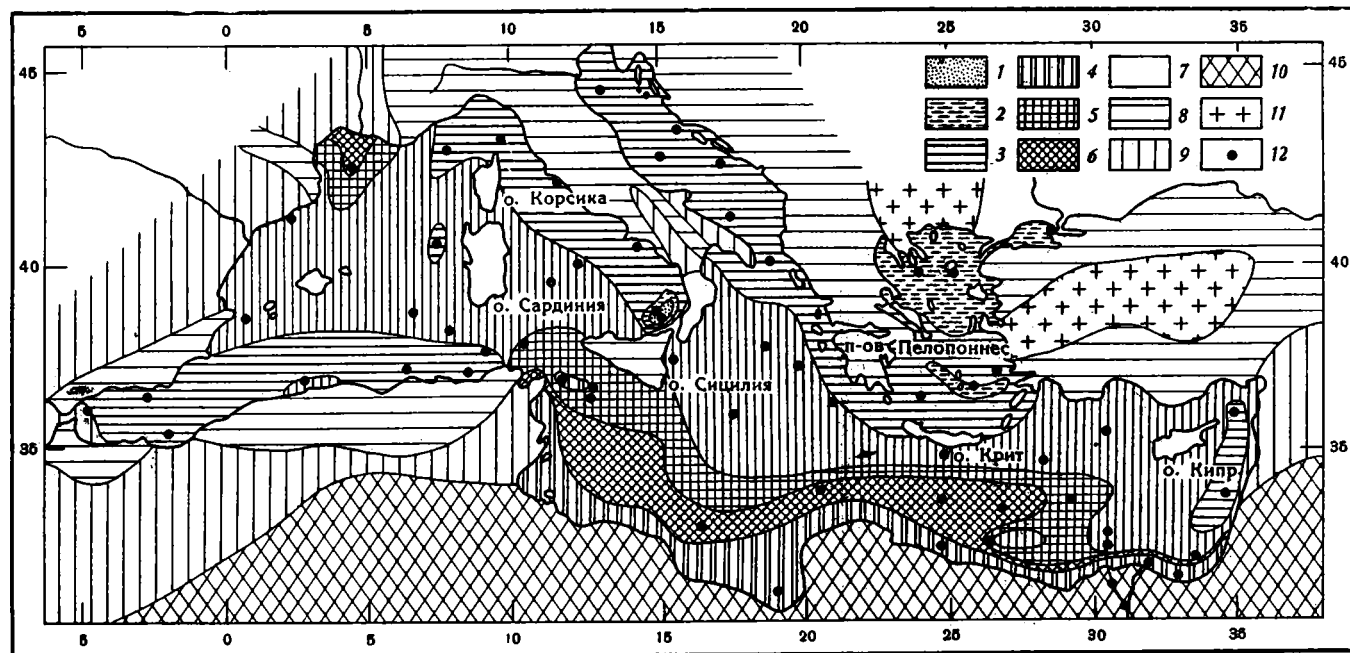
КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА ВОДОСБОРНОЙ ПЛОЩАДИ

Средиземное море расположено между молодыми, тектонически очень активными сооружениями альпийского пояса на севере и юго-западе и древней тектонически малоактивной Африканской платформой на юго-

Таблица 1

Преобладающий абсолютный возраст коренных пород бассейна Средиземного моря, илов Нила и песков Сахары

Район	Абсолютный возраст, млн. лет		Литературный источник
	наиболее рас- пространенные пределы	вероятное среднее	
Коренные породы			
Испания, Кордильеры	—	260	R. Capdevila, Viallete, 1965
Пиренеи	70—300	200	M. Rubault et al., 1963
Центральная Франция	—	300	A. Rugel, 1967
Альпы	15—290	130	J. Enelic, 1959
Лавы и пеплы Везувия, Стром- боли, Санторин	—	1	Данные авторов
Италия, Апеннины	30—270	130	G. Ferrara, A. Longinelli, 1961
Сардиния	—	280	G. Ferrara et al., 1962
Югославия, Хорватия	—	70	G. Cervenjak et al., 1963
» Сербия	—	150	То же
» Македония	—	130	»
О-в Серфиос, Эгейское море	—	65	Данные авторов
Южная Болгария	30—80	50	H. Иорданов, 1962, и др.
Асуанские сиениты и трахиты	40—80	60	Г. Д. Афанасьев, 1960
Асуанские гранитоиды	285—460	400	То же
Центральная Сахара, Ахаггар	500—600	500	P. Eberhardt, G. Ferrara, 1963
Пески Сахары			
Пески Сахары (Египет)	350—450	400	Данные авторов
г. Атлас, Марокко	15—300	150	D. Choubert, 1965
Илы Нила			
Район между городами Алек- сандрия и Каир	—	240	Данные авторов



Фиг. 1. Возрастные провинции терригенно-вулканогенных минералов верхнего слоя осадков Средиземного моря и области различной складчатости

Абсолютный возраст терригенно-вулканогенных минералов осадков, млн. лет: 1 — <50, 2 — 50—100, 3 — 100—150, 4 — 150—200, 5 — 200—250, 6 — 250—300, 7 — >300; области различной складчатости примыкающей суши: 8 — кайно-

зойской складчатости, 9 — эпигерцинских платформ, 10 — докембрийской платформы, 11 — срединных массивов; 12 — местоположение изученных проб донных осадков (табл. 2)

востоке. Площадь водосборного бассейна (B) Средиземного моря около $3\,700\,000\text{ км}^2$, площадь самого водоема (L) около $2\,855\,000\text{ км}^2$. $B:L = 1,3$. Северная гумидная часть водосбора дренируется разветвленной гидрографической сетью и принадлежит поясу усиленной механической денудации (Страхов, 1961). Здесь с 1 км^2 поверхности водосборной площади смывается $10\text{—}440\text{ т}$ осадочного материала. Максимальные значения объема смываемого материала наблюдаются там, где области молодого тектонического режима совпадают с повышенной влажностью и наиболее разветвленной речной сетью. Это — Альпийская, Апеннинская, Динаро-Балканская и Анатолийская зоны. Все эти области относятся к альпийской (кайнозойской) тектонической зоне (фиг. 1), складчатые структуры которой образовались примерно $30\text{—}50$ млн. лет назад.

В связи с тем, что при горообразовательных процессах шла в основном переработка коры более древнего (герцинского) возраста, абсолютный возраст минералов пород альпийской складчатой зоны значительно больше возраста образования складчатых структур и составляет в среднем около $130\text{—}150$ млн. лет (табл. 1). Однако в зоне альпийской складчатости имеются более древние кристаллические массивы, образовавшиеся в докайнозойское (эпигерцинское) время (более 200 млн. лет назад). Кроме того, в этой зоне имеются также отдельные небольшие массивы более молодых кристаллических пород и вулканогенные толщи, образовавшиеся непосредственно в кайнозойское время.

Докембрийская часть платформы Африки, примыкающая с юго-востока к Средиземному морю, расположена в аридной зоне литогенеза и почти целиком бессточная. Река Нил берет начало в тропической гумидной зоне. В верховьях она дренирует главным образом плато Абиссинии, где размываются многочисленные вулканические очаги кайнозойских эффузивов. Продукты разрушения этих эффузивов достигают устья Нила, о чем свидетельствует не только преобладание в наносах минералов, характерных для вулканогенных толщ (выветрелые моноклинные пироксены, монтмориллонит и др.), но и сравнительно молодой возраст минералов наносов реки — 240 млн. лет — примерно вдвое меньше возраста песков пустынь Северной Африки (табл. 1). В северной, аридной зоне Нил притоков не имеет, и запасы наносов этой реки пополняются лишь золовым материалом пустынь Северной Африки. Золовым материалом довольно активно питается и вся юго-восточная часть Средиземноморья от Туниса до Ливана (Фетт, 1961; Кригер, 1962; Емельянов, 1968). Абсолютный возраст минералов песков пустынь около 400 млн. лет.

ВОЗРАСТНЫЕ ПРОВИНЦИИ ТЕРРИГЕННО-ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА ВЕРХНЕГО СЛОЯ ОСАДКОВ

Нами установлено, что возраст минералов верхнего слоя осадков Средиземного моря колеблется от менее 3 млн. (практически от 0 млн. лет, которым характеризуются современный пепловый материал) до 430 млн. лет (табл. 2). Нами выделено семь провинций терригенно-вулканогенного материала, характеризующихся различным возрастом минералов (фиг. 1).

Первая провинция (возраст минералов $0\text{—}50$ млн. лет) охватывает небольшие локальные участки моря с наиболее широко развитыми процессами современного вулканизма или широкого распространения вулканогенных пород кайнозойского времени. Это районы вулканов Санторин и Стромболи. Локальность участков первой провинции подтверждает мнение (Емельянов, 1968) об ограниченной роли вулканогенного материала в Средиземном море: он определяет характер вещественного состава осадков на очень небольших расстояниях от очагов вулканизма.

Вторая провинция (возраст минералов $50\text{—}100$ млн. лет) охватывает северную часть Эгейского моря. Молодость минералов осадков

Абсолютный возраст терригенных минералов осадков Средиземного моря

№ станции	Координаты	Глубина, м	Горизонт, см	Тип осадка	Фракция <0,01 мм, % от сухого веса осадка	CaCO ₃ , %	К, % от су- хого веса бескарбонат- ной части	Аг, 10 ⁻³ см ³ /г	Воздушный Аг, %	Возраст, млн. лет
Провинция Мраморного моря										
1073	40°59' с. ш. 28°51' в. д.	1024	0—20	Ил пелитовый, терригенный	76,04	—	2,16	1,12	46,2	130
Провинция Северо-Эгейская										
516	25°28' 39°45'	95	0—4	Песок мелкозернистый, терригенный	13,83	25,92	1,82	0,43	69,0	60
707	39°49' 24°05'	968	0—20	Ил пелитовый, терригенный	78,14	20,24	2,38	0,85	46,0	95
Провинция Критского моря										
417	37°07' 26°09'	302	0—10	Ил мелкоалевритовый, биогенный фораминиферовый	47,95	68,22	2,11	1,12	51,0	135
Санторинская провинция										
518	36°39' 25°51'	708	0—4	Ил мелкоалевритовый, терригенный, в нижней части мелкозернистый вулканокластический (пепловый) песок	45,46	11,14	2,59	0,45	71,3	30
1013	36°25' 25°23'	380	0—17	Ил пелитовый, терригенный	—	9,04	2,43	1,51	39,0	156
576-1	36°40' 24°13'	350	Верхняя часть	Ил мелкоалевритовый, биогенный птероподо-фораминиферовый	37,95	63,70	2,02	1,13	84,0	145
Родосская провинция										
538	34°44' 25°02'	1531	То же	Ил алеврито-пелитовый, биогенный птероподо-фораминиферовый	66,04	50,3	2,06	1,50	55,0	185
578	35°52' 27°23'	700	»	Ил алеврито-пелитовый, биогенный фораминиферовый	62,0	45,57	1,65	0,66	70,0	105

602	36°33' 28°12'	640	0—10	То же	65,77	30,70	2,02	1,29	45,0	160
846	35°30' 30°41'	1754	0—11	Ил пелитовый, биогенный фораминиферовый	75,11	48,90	2,02	1,41	46,0	175
Центральная провинция Кипрская подпровинция										
596	36°05' 34°53'	1769	Верхняя часть	Ил пелитовый, биогенный фораминиферовый	78,58	30,24	1,54	0,65	69,9	110
Левантйская подпровинция										
527	32°14' 25°00'	693	Верхняя часть	Ил мелкоалевритовый, биогенный птероподо-фораминиферовый	49,58	64,81	1,77	2,21	38,0	305
536-3	33°42' 25°03'	2156	»	Ил алеврито-пелитовый, биогенный птероподо-фораминиферовый	67,13	55,26	1,70	1,52	66,0	225
583	32°14' 30°37'	394	»	Ил пелитовый, терригенный	70,25	16,14	1,24	0,73	58,0	150
584	32°16' 30°38'	1104	»	Ил алеврито-пелитовый, терригенный	67,39	29,56	1,41	1,00	41,6	180
1321	32°25' 26°38'	3242	0—5	Ил алеврито-пелитовый, биогенный птероподо-фораминиферовый	58,59	53,3	1,95	1,95	17,3	248
1419	34°25' 28°22'	2933	0—12	То же	—	—	2,00	1,52	22,0	190
4779	33°33' 29°21'	3075	0—30	»	65,74	52,54	1,88	1,55	43,0	205
Ионическая подпровинция										
304	33°47' 20°53'	2575	0—5	Ил алеврито-пелитовый, биогенный птероподо-фораминиферовый	62,14	63,7	2,19	2,56	47	285
310	37°50' 18°51'	3382	0—30	Ил пелитовый, биогенный фораминиферовый	82,55	41,9	2,57	1,96	32,0	190
548	37°00' 20°00'	3715	Верхняя часть	То же	80,44	42,1	22,44	1,89	37,5	195
996	36°32' 21°03'	4940	То же	Ил алеврито-пелитовый, биогенный фораминиферовый	68,46	43,87	2,41	1,48	25,0	155

Таблица 2 (продолжение)

№ станции	Координаты	Глубина, м	Горизонт, см	Тип осадка	Фракция <0,01 мм, % от сухого веса осадка	CaCO ₃ , %	К, % от сухого веса бескарбонатной части	Аг. 10 ⁻³ см ³ /г	Воздушный Аг, %	Возраст, млн. лет
Припильская провинция										
402	31°38' 32°07'	23	0—5	Песок среднезернистый, терригенный	0,1	8,17	0,30	0,42	13,3	335
403	31°23' 33°04'	21	0—5	То же	0,1	14,10	0,22	0,41	11,3	430
594	33°41' 34°59'	1674	Верхняя часть	Ил пелитовый, терригенный	85,07	4,55	1,19	0,39	78,5	85
841	31°44' 33°56'	856	0—17	То же	82,85	14,33	1,27	0,84	53,0	165
859	32°11' 16°11'	297	0—15	Алеврит крупный, биогенный фораминиферовый	35,96	44,30	2,07	3,18	12,8	370
Сидрская провинция										
741	30°40' 19°07'	298	0—6	Алеврит крупный, биогенный фораминиферовый	27,22	68,0	1,89	3,40	79,0	425
552	37°34' 15°38'	2136	Верхняя часть	Алеврит крупный, терригенный	26,69	6,0	2,41	1,83	22,0	190
Восточно-Сицилийская провинция										
1450	35°69' 17°59'	4092	13—41	Ил пелитовый, терригенный	—	—	2,38	1,67	23,6	175
Апулейская провинция										
562	40°05' 18°59'	880	Верхняя часть	Ил алеврито-пелитовый, терригенный	59,74	29,1	2,41	1,34	50,0	140
Южно-Адриатическая провинция										
808	41°00' 17°27'	127	0—22	Ил алеврито-пелитовый, биогенный фораминиферовый	60,39	34,1	2,55	1,29	30,0	130

811	42°40' 17°20'	138	0—23	Ил алевроито-пелитовый, терригенный	66,81	23,88	2,29	1,16	43,0	130
814	42°52' 15°03'	210	0—20	Ил пелитовый, биогенный фораминиферовый	80,73	30,48	2,75	1,41	48,0	130
819	43°26' 15°41'	181	0—22	То же	72,62	32,98	2,58	19,5	36,0	135

Северо-Адриатическая провинция

816	44°27' 13°10'	44	0—5	Песок среднезернистый, биогенный раковинный	2,60	31,4	1,33	0,72	75,0	140
-----	------------------	----	-----	---	------	------	------	------	------	-----

Восточно-Тирренская провинция

316	38°43' 15°20'	1797	Верхняя часть	Ил мелкоалевритовый, вулканокластический	42,82	10,5	2,06	0,20	85,0	15
319	40°26' 14°20'	784	То же	Ил пелитовый, терригенный с заметной примесью органического пепла	84,70	13,2	2,60	1,25	77,0	125
795	42°04' 11°32'	221	0—3	Ил пелитовый, терригенный	77,13	22,06	2,38	1,36	39,0	145
959-1	39°52' 12°34'	1750	0—12	Ил пелитовый, биогенный птероподо-фораминиферовый	73,16	51,13	2,46	1,48	49,0	152
961	39°54' 12°32'	3250	Верхняя часть	Ил алевроито-пелитовый, биогенный фораминиферовый	64,55	61,41	2,43	2,46	17,5	250
969	38°49' 15°12'	350	То же	Песок вулканокластический	—	—	1,53	0,018	96,0	<3

Корсиканская провинция

325	39°32' 11°25'	3169	0—3	Ил пелитовый, биогенный фораминиферовый	88,34	32,7	2,63	1,99	36,0	190
794	43°14' 09°39'	293	0—15	Ил мелкоалевритовый, биогенный фораминиферовый	46,42	49,12	2,08	1,57	21,0	190

Прованская провинция

471	42°37' 04°28'	1521	2—20	Ил пелитовый, биогенный фораминиферовый	70,10	37,07	1,91	1,98	25,0	255
789	02°16' 41,08'	865	Верхняя часть	Ил алевроито-пелитовый, терригенный	68,27	23,9	3,08	2,08	21,8	170
1443	42°56' 07°41'	2673	0—33	Ил пелитовый, биогенный фораминиферовый	—	43,60	2,69	1,08	51,5	105

Таблица 2 (окончание)

№ станции	Координаты	Глубина, м	Горизонт, см	Тип осадка	Фракция <0,01 мм, % от сухого веса осадка	CaCO ₃ , %	К, % от сухого веса бескарбонатной части	Аг, 10 ⁻⁵ см ² /г	Воздушный Аг, %	Возраст, млн. лет
Южно-Испанская провинция										
478	36°23' с. ш. 02°45' з. д.	886	Верхняя часть	Ил алеврито-пелитовый, терриген- ный	68,63	21,38	2,97	1,29	52,0	115
475	38°35' с. ш. 0°29' в. д.	175	То же	Песок мелкозернистый, биогенный раковинный	32,0	55,71	2,33	1,43	50,0	155
Северо-Африканская провинция Алжирская подпровинция										
480	35°50' с. ш. 4°52' з. д.	668	Верхняя часть	Ил пелитовый, терригенный	78,30	15,5	2,22	1,36	25,0	155
482	35°29' 02°02'	656	0—20	То же	82,63	25,92	2,60	1,52	26,5	145
489	38°13' с. ш. 07°54' в. д.	2771	Верхняя часть	»	87,23	14,3	2,09	1,30	29,0	155
491	37°48' 10°11'	486	То же	Ил мелкоалевритовый, биогенный фораминиферовый	—	42,98	2,01	1,60	38,0	200
765	37°13' 06°28'	1736	15—25	Ил пелитовый, терригенный	73,02	14,78	1,95	0,89	86,0	115
767	38°44' 06°26'	2870	6—20	То же	70,76	21,15	2,21	1,44	47,1	165
779	36°52' 02°16'	513	Верхняя часть	»	71,92	18,6	2,23	1,42	32,8	160
1445	40°40' 07°20'	2843	То же	Ил алеврито-пелитовый, терриген- ный	—	—	2,74	1,31	35,0	125
Тунисско-Сицилийская подпровинция										
558	36°23' 12°52"	1099	Верхняя часть	Ил пелитовый, биогенный фораминиферовый	87,19	41,2	2,16	2,17	32,0	250
1437	36°32' 13°10'	1707	P-17	То же	—	41,28	2,12	1,78	24,3	210
Пантеллерийская подпровинция										
342	36°48' 11°48'	729	0—25	Ил пелитовый, терригенный	70,76	21,15	2,21	1,44	47,1	160

этой части бассейна обусловлена сносом сравнительно молодых пород юга Болгарии и поступлением продуктов разрушения многочисленных островов, породы которых, подобно таковым о. Серифос (табл. 1), имеют скорее всего возраст менее 100 млн. лет.

Третья провинция (возраст минералов 100—150 млн. лет) охватывает участки моря, прилегающие к областям альпийской складчатой зоны. Это шельф, материковый склон и прилегающие части ложа дна моря от Лигурийских Альп до Тавра, включая Адриатическое, Критское и Мраморное моря. Кроме того, аналогичная провинция отмечена в Алжиро-Прованском бассейне у альпийских сооружений Телль-Атласа (по побережье Марокко — Алжира — Туниса).

Кроме геосинклинальных участков альпийской складчатой зоны Средиземного моря, осадки с возрастом минералов 100—150 млн. лет обнаружены в двух глубоководных участках моря, находящихся на довольно больших расстояниях от альпийской складчатой зоны и пространственно не связанных с прибрежными участками третьей провинции. Один из них расположен западнее о. Сардиния. Молодой возраст минералов этого участка моря может быть связан либо с поступлением тонкого глинистого материала со стороны Алжира, как это нами предполагалось по данным гранулометрического анализа (Емельянов, 1965), либо, что менее вероятно, с поступлением материала с глубинными течениями с севера (или мутьевыми потоками), т. е. со стороны альпийской складчатой зоны (Лигурийские Альпы, Корсика).

Второй глубоководный участок третьей провинции расположен в Левантском море между о. Кипр и Сирией. Наличие здесь терригенного материала с возрастом 100—150 млн. лет, возможно, обусловлено отложением в этой провинции минералов, которое связывалось нами с выветриванием третичных вулканогенных толщ плато Абиссинии (Ратеев и др., 1967). Тонкий ил поступает в осадки этой провинции, вероятно, за счет механической дифференциации наносов Нила: наиболее грубая часть наносов отлагается в непосредственной близости от устья этой реки (Емельянов, 1965, 1968), наиболее тонкая — в самой глубокой и наиболее удаленной от устья части моря. Некоторая часть материала с небольшим абсолютным возрастом, по-видимому, поступала также со стороны Сирии (размыв вулканогенных пород третичного возраста и красноцветных почв).

Четвертая провинция (возраст минералов 150—200 млн. лет) охватывает центральные, наиболее глубоководные части Средиземноморья и простирается от Пиренейского полуострова до Турции — Ливана. Осадки этой провинции представляют смесь молодого материала альпийской складчатости и материала древних платформ. В восточной половине моря это материал платформы Африки, в западной — эпигерцинской платформы Пиренейского полуострова, Центрального массива Франции, массивов Корсики и Сардинии. В меньших масштабах в питании глубоководных областей моря принимают участие древние массивы Калабрии, Сицилии, Кипра, а также Ливанский массив и др.

Пятая провинция (возраст минералов 200—250 млн. лет) охватывает узкую полосу мелководной и глубоководной частей восточного Средиземноморья и простирается от Туниса — Сицилии до Израиля. Эта провинция также переходная (между провинциями с молодым и древним возрастом терригенных минералов), однако довольно древний возраст минералов говорит о том, что в осадках этой провинции значительно больше терригенного материала Африканской платформы (и о. Сицилии), чем материала альпийских складчатых зон.

Материал с возрастом минералов 200—250 млн. лет в виде небольшой полосы должен, видимо, залегать и в районе Лионского залива, отделяя шестую возрастную провинцию (устье Роны) от четвертой. Фактически данными эта провинция, к сожалению, пока не подтверждена.

Шестая провинция (возраст минералов 250—300 млн. лет) охватывает южную, мелководную часть Африкано-Сицилийского порога и подножье склона восточной половины Африканского материка. В осадках данной провинции явно преобладает материал древней платформы Африки. Этот материал заносится в открытые области моря скорее всего ветрами. Наиболее далеко от побережья Африки материал со столь древним возрастом проникает в участке между Киренаикой и Критом.

Кроме побережья восточной половины Африканского материка минералы с возрастом 250—300 млн. лет обнаружены еще в одном участке моря: у устья Роны. Этот материал поступает в данный район, видимо, с наносами Роны из центральной части Франции за счет размыва Центрального французского массива, граниты и метаморфические породы которого имеют возраст около 300 млн. лет.

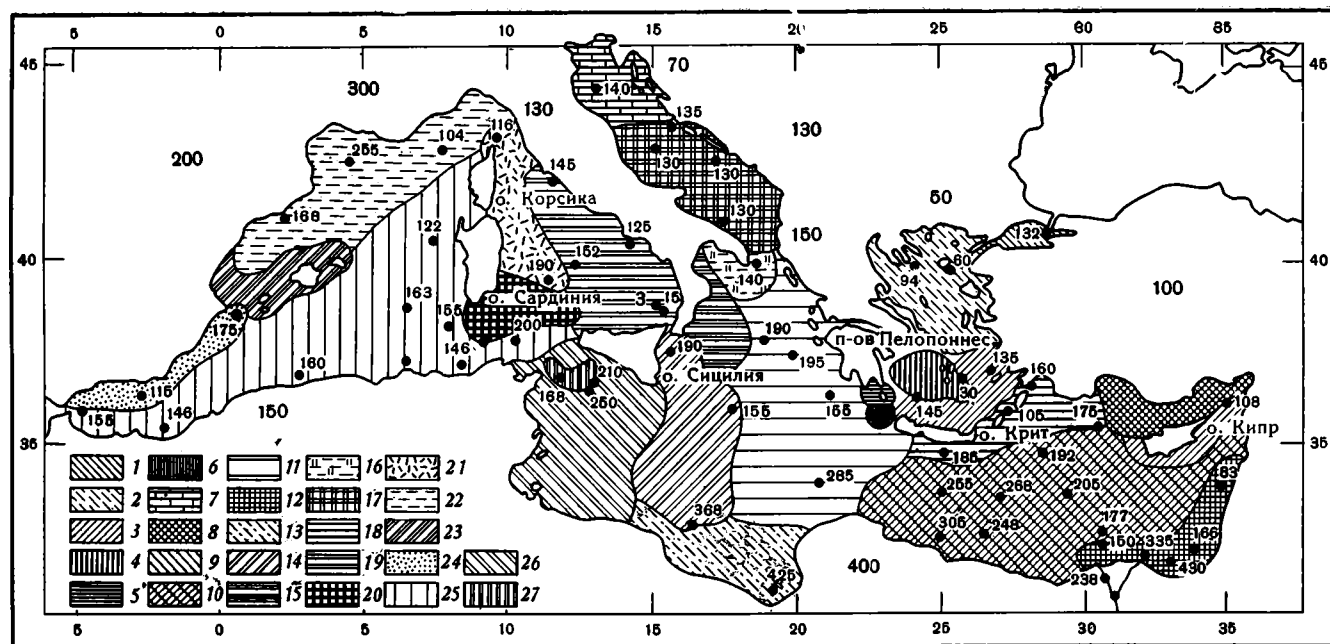
Седьмая провинция (возраст минералов более 300 млн. лет). Осадки этой провинции характеризуются наиболее древним возрастом минералов (до 430 млн. лет), который обусловлен резким преобладанием в осадках золотого песчано-алевритового материала пустынь Африки, представленного кварцем, роговой обманкой, эпидотом, моноклинными пироксенами, турмалином и цирконом. Однако в связи с тем, что возраст минералов пустынь Африки обычно равен 350—450 млн. лет, а возраст минералов седьмой провинции иногда понижается до 300 млн. лет, в осадках этой провинции в некоторых количествах присутствуют и более молодые глинистые минералы. Там, где глинистых минералов мало, возраст минералов осадка резко повышается (станции 403 и 741). Терригенный материал на этих станциях представлен песчаными и алевритовыми частями (в основном кварцем) с возрастом 430 и 425 млн. лет соответственно (табл. 2).

СОПОСТАВЛЕНИЕ ВОЗРАСТНЫХ И ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

В табл. 2 и на фиг. 2 приведены данные по возрасту минералов в отдельных терригенно-минералогических провинциях, показывающие, что в одних случаях границы возрастных и терригенно-минералогических провинций почти в точности совпадают, в других — резко различаются.

Терригенно-минералогические провинции Мраморного, Адриатического и Критского морей и Апулейская провинция (как, видимо, и Южно-Пелопонесская и Китирская) целиком совпадают с третьей возрастной провинцией. Это и понятно, так как участки морей, занятые этими провинциями, питаются осадочным материалом альпийской складчатой зоны, характеризующейся примерно одинаковым абсолютным возрастом минералов. В этих терригенно-минералогических провинциях источником грубого песчано-алевритового материала и тонкого пелитового вещества являются примерно одни и те же (по возрасту) породы, имеющие возраст минералов 120—160 млн. лет (фиг. 2). Особое внимание следует обратить на различный возраст минералов Северо-Эгейской, Санторинской и Критской провинций, расположенных также в пределах альпийской складчатой зоны. Молодой возраст минералов Северо-Эгейской провинции говорит о том, что в этом участке преобладают довольно молодые эффузивные породы, которые поставляют в эту часть моря основную массу осадочного материала.

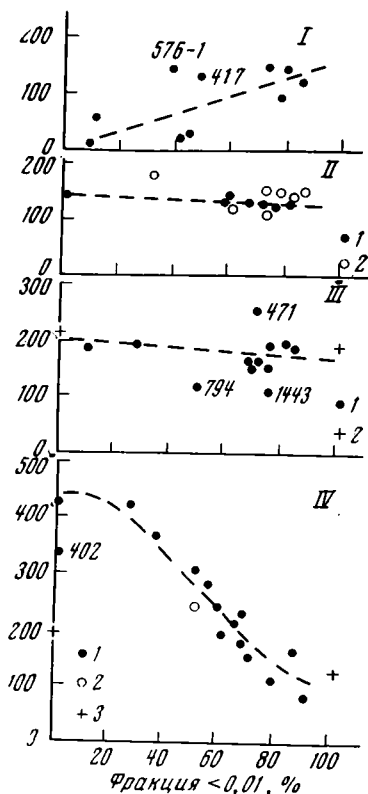
Минералы осадков Санторинской провинции наиболее сильно различаются по возрасту. Так, в лагуне Санторин имеются минералы современные (гидроокислы железа, пепловый материал и продукты разрушения андезито-дацитов, образовавшихся в результате извержений вулкана в историческое время) и более древние. На станции 518 минералы имеют молодой возраст (30 млн. лет) главным образом за счет большой примеси бесцветного вулканического стекла кислого состава, являющегося, ви-



Фиг. 2. Схема терригенно-вулканогенных минералогических провинций крупноалевритовой фракции верхнего слоя осадков Средиземного моря (по Е. М. Емельянову, 1968) и абсолютный возраст терригенно-вулканогенных минералов (по данным табл. 1, 2)

1 — Мраморного моря; 2 — Северо-Эгейская; 3 — Критского моря; 4 — Санторинская; 5 — Южно-Пелопоннесская; 6 — Китирская; 7 — Родосская; Центральная с подпровинциями: 8 — Таврская, 9 — Кипрская, 10 — Левантская, 11 — Ионическая; 12 — Принильская; 13 — Сидрская; 14 — Восточно-Сицилийская; 15 — Калабрийская; 16 — Апулейская;

17 — Южно-Адриатическая; 18 — Северо-Адриатическая; 19 — Восточно-Тирренская; 20 — Южно-Сардинская; 21 — Корсиканская; 22 — Прованская; 23 — Валенсийско-Балеарская; 24 — Южно-Испанская; Северо-Африканская с подпровинциями: 25 — Алжирская, 26 — Тунисско-Сицилийская, 27 — Пантеллерийская



Фиг. 3. Связь абсолютного возраста терригенно-вулканогенных минералов с содержанием пелита в осадках (верхний слой осадков Средиземного моря)

I — осадки провинций альпийской геосинклинальной зоны с широким развитием современного и четвертичного вулканизма (Восточно-Тирренская, Санторинская и Северо-Эгейская); II — провинции и подпровинции альпийской геосинклинальной зоны вне областей современного и четвертичного вулканизма: 1 — провинции Мраморного моря, Северо-, Южно-Адриатическая и Апулейская, 2 — Восточно-Испанская и Алжирская подпровинции (без станции 491); III — провинции и подпровинции зоны эггерцинской платформы (Прованская, Корсиканская, Восточно-Сицилийская и Ионическая, без станции 304); 1 — пробы осадков, 2 — фракции 0,05—0,01 и <0,01 мм (станция 471); IV — провинции, примыкающие к докембрийской платформе Африки (Приильская, Центральная и Сидрская, включая станцию 304): 1 — донные осадки, 2 — наносы Нила, 3 — фракции 0,05—0,01 и <0,01 мм. Пунктир — примерный ход средних кривых; числа у точек — № станций (табл. 2)

димо, продуктом недавних (голоценового или плейстоценового времени) извержений вулкана Санторин.

Проба со станции 576-1, отобранная у о. Милос, характеризуется сравнительно древним возрастом (145 млн. лет). Это свидетельствует о том, что вулканогенный материал с молодым возрастом минералов (т. е. материал островов лагуны Санторин, островов Серифос и Милос и др.) в данной пробе почти полностью отсутствует. То же можно сказать и о пробе станции 417, относящейся к Критской провинции. Возраст минералов этих проб примерно равен возрасту минералов пород альпийской складчатой зоны. Это дает повод предположить, что и возраст пород (минералов) островов Критского моря и центральной части Эгейского моря также более древний, чем возраст пород северной части Эгейского моря.

Различный возраст минералов в Восточно-Тирренской провинции также говорит о разных источниках осадочного материала. В районе Эолийских островов, где возраст минералов не превышает 15 млн. лет, основную роль в питании осадочным материалом играет вулкан Стромболи. Это хорошо согласуется с данными по минералогии (в этом районе среди песчано-алевритового материала резко преобладают непрозрачные пепловые частицы и прозрачное вулканическое стекло). Сравнительно древний возраст минералов других проб осадков данной провинции подтверждает наше мнение (Емельянов, 1968) о том, что роль вулканогенного материала в осадконакоплении в Тирренском море (как и в Эгейском) ничтожно мала. Она существенно возрастает лишь в самой непосредственной близости от очагов вулканизма. Даже в пробе станции 319, взятой в непосредственной близости от Неаполитанского залива, возраст минералов (125 млн. лет) говорит о том, что эта проба осадка в большей степени состоит из продуктов разрушения пород альпийской зоны, чем из пирокластики вулкана Везувия (или продуктов разрушения его лав).

В целом в осадках провинций зон современного и четвертичного вулканизма возраст минералов повышается от грубых фракций (и осадков) к тонким пелитовым фракциям (к илам) (фиг. 3). Это связано с тем, что грубый (песчано-алевритовый) материал в осадках в большинстве случаев представлен продуктами разрушения вулканогенных пород четвертичного и третичного возраста. Пелитовый же материал, принесенный издалека, является продуктом выветривания главным образом более древних пород альпийской складчатой зоны.

Осадки провинций и подпровинций зоны эпигерцинской платформы (Прованская, Корсиканская, Восточно-Сицилийская, Ионическая) характеризуются преобладанием минералов с возрастом 105—255 млн. лет. Однако, если исключить крайние значения, то возраст минералов подавляющей части проб будет равен 150—200 млн. лет. Наибольшие колебания возраста определены в осадках Прованской провинции. Это объясняется разными источниками сноса осадочного материала. Северо-западная часть провинции (возраст минералов 255 млн. лет) питается главным образом за счет поступления наносов Роны, дренирующей древний Центральный массив Франции. Восточная половина, наоборот, питается почти исключительно за счет молодых сооружений Лигурийских Альп. В результате возраст минералов илов Лигурийского моря сравнительно молод (105 млн. лет). Разные источники питают и Корсиканскую провинцию. Северная ее часть питается в основном за счет размыва альпийских складчатых сооружений северо-восточной части о. Корсика, в то время как в питании южной половины провинции основная роль принадлежит эпигерцинским сооружениям о. Сардиния и южной части о. Корсика.

Восточно-Сицилийская провинция питается в основном за счет размыва о. Сицилия и п-ова Калабрия, а в южной части, видимо, и за счет поступления золотого материала из Африки.

Ионическая подпровинция питается, видимо, различным по возрасту минералов материалом: продуктами разрушения альпийских складчатых сооружений (Пелопоннес, Балканы), более древним материалом Калабрийского массива и древним материалом Африканской платформы. Сравнительно древний возраст минералов северной части провинции (190—195 млн. лет) позволяет предположить, что материал этой платформы в существенных количествах достигает самых северных областей Ионического моря.

Провинции платформенной части Восточного Средиземноморья (Принильская, Центральная и Сидрская) характеризуются наиболее резкими разнообразиями в возрасте минералов (85—430 млн. лет). Они связаны главным образом с резкими различиями в возрасте пелитовых (особенно глинистых) минералов и песчано-алевритовых фракций. В целом в осадках этих провинций установлена довольно четкая обратная связь между абсолютным возрастом минералов и содержанием в них пелита (фиг. 3, IV). Возраст минералов песчаных фракций больше 300—400 млн. лет, а минералов пелита — около 150 млн. лет.

Различный абсолютный возраст минералов песчано-алевритовой и пелитовой частей осадков приплатформенных провинций Восточного Средиземноморья объясняется разными источниками этих материалов и разным возрастом самих минералов, поступающих из одних и тех же областей сноса. Так, песчано-алевритовый материал в эти провинции поступает главным образом из пустынь Северной Африки, в то время как пелитовый материал, особенно глинистые минералы, с одной стороны, из тропической части Африки, где дренируются сравнительно молодые вулканогенные породы, с другой — из северной, геосинклинальной зоны водосбора. Естественно, что при смене гранулометрических типов осадков в пределах одной и той же провинции может меняться и возраст минералов. Особенно наглядно это демонстрируется данными по Принильской провинции. Кварцевые пески авандельты Нила имеют возраст 335—430 млн.

лет, или подводного склона авандельты — 166 млн. лет, или северной, наиболее удаленной от устья Нила части провинции — 85 млн. лет.

Молодой возраст минералов станции 596 (Кипрская подпровинция) также позволяет заключить, что пелитовый материал наносов Нила в больших количествах достигает и района, расположенного между Кипром и Сирией — Турцией. То же можно сказать и о станциях 583, 584, расположенных севернее устья Нила (возраст минералов 150 и 177 млн. лет). Все это хорошо согласуется с другими литологическими данными, особенно с распределением монтмориллонита, составляющего в этих пробах осадков (как и в наносах Нила) более 50% фракции $<0,001$ мм, и титана, составляющего в осадках этой провинции (в пересчете на бескарбонатное вещество) 0,60—1,04% (Емельянов, 1966).

Возраст минералов Сидрской и Центральной провинций уменьшается по мере удаления от берегов Африки на север. Это связано с возрастанием примеси пелита в осадках и уменьшением примеси золотого материала. Однако древний возраст минералов Левантийского и Ионического морей позволяет сделать заключение о том, что материал Африканской платформы в больших количествах (определяющих характер терригенного компонента осадков) заносится далеко на север (вплоть до Гелленского желоба, окаймляющего с юга дугу Пелопоннес — Крит — Родос, и северной части Ионического моря). Это подтверждается и минералогическими данными: преобладанием в осадках данных областей моря кварца над полевыми шпатами, повышенными содержаниями зеленой роговой обманки, рутила — брукита — анатаза, циркона и других минералов (Емельянов, 1968), характерных для почв и шельфовых осадков Африки.

ВЫВОДЫ

1. Возраст терригенных минералов верхнего слоя осадков Средиземного моря колеблется в очень больших пределах: 0—430 млн. лет. Наиболее молодые минералы встречены в осадках геосинклинальной зоны Средиземного моря, особенно в районах современного и четвертичного вулканизма; наиболее древние приурочены к древним платформам, особенно к докембрийской платформе Африки.

2. Границы возрастных и терригенно-минералогических провинций в одних случаях полностью совпадают, в других — разные. Несовпадение ареолов этих провинций наблюдается там, где терригенно-минералогические провинции примыкают к суше с различным тектоническим строением (находятся, например, на стыке платформ или древних массивов и областей с молодой складчатостью), а также там, где песчано-алевритовый и пелитовый материалы имеют различный абсолютный возраст.

3. В зоне современного и четвертичного вулканизма песчано-алевритовый материал имеет более молодой возраст, чем пелитовый, принесенный издалека; в зоне альпийской складчатой зоны возраст песчано-алевритового и пелитового материалов почти один и тот же; в зоне эпигерцинской платформы несколько более молодой возраст имеет пелитовый материал; в зоне моря у докембрийской платформы Африки минералы песчано-алевритового материала значительно древнее минералов пелитовых фракций, что указывает на различие происхождения и путей их миграции.

4. Данные по абсолютному возрасту подтвердили наши предположения, сделанные по другим литологическим критериям: доля вулканогенного материала в целом в осадках Средиземного моря ничтожно мала; нильские илы в больших количествах выносятся от устья на северо-восток и достигают района между о. Кипр — заливом Искендерон (Турция); золотой материал Северной Африки, меченный древним возрастом, переносится далеко на север и в существенных количествах отлагается во всем восточном Средиземноморье вплоть до северных районов Ионического моря и Гелленского желоба.

5. В целом применение метода частиц «меченных возрастом» для изучения распределения и миграции терригенных минералов в Средиземном море дает весьма интересные и определенные результаты. В ряде случаев данный метод является более объективным критерием, чем другие приемы изучения миграции осадков.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. Некоторые черты магматизма Египта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 3.
- Емельянов Е. М. Гранулометрический состав современных осадков и некоторые черты их образования в Средиземном море.— В сб. «Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря». М., Изд. «Наука», 1965.
- Емельянов Е. М. Титан в осадках Средиземного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 6.
- Емельянов Е. М. Минералогия песчано-алевритовых фракций современных осадков Средиземного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 2.
- Иорданов Н., Вершков В., Павлова Н. Геологический возраст кристаллического комплекса и гранитоидов Южной Болгарии.— Изв. геол. ин-та Болг. АН, 1962, кн. II.
- Кригер Н. И. Четвертичные отложения Африки и передней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Крылов А. Я., Силин Ю. И. Применение аргонового метода определения возраста в морской геологии и палеогеографии.— В сб.: Химия земной коры, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ратеев М. А., Емельянов Е. М., Хеиров М. Б. Особенности формирования глинистых минералов в современных осадках Средиземного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 4.
- Страхов Н. М. О некоторых закономерностях денудации и переноса осадочного материала на площадях гумидных климатов.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Фетт В. Атмосферная пыль. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
- Cardevila R., Viallete J. The first measuring of absolute age of granites and mica schists of district Mogo by Rb/Sr Method.— C. r. Acad. sci., 1965, 260, № 19, p. 5081—5083.
- Cervenjak G., Ferrara G., Tongirgi E. Determination of ages some granites and granodiorites of Jugoslavia by Rb/Sr. Method.— Nature, 1963, v. 197, № 4870.
- Choubert D., Dioui M., Faure-Muret A. Recent geochronologist determination in Morocco by K^{40} — Ar^{40} method.— Notes mem Serv. Geol. Maroc., 1965, t. 24, № 183, p. 53—62.
- Eberhardt P., Ferrara G. On absolute age of metamorphic rocks of Eastern Aha-gor.— C. r. Acad. sci., 1963, № 5, 256.
- Enilic J., Henry Faul. Determination absolute age of some granites and queises of Alpine.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70, № 12.
- Ferrara G., Longinelli A. Absolute age of two granitic rocks from zone Serre in Colabria.— Bull. Soc. Geol. Ital., 1961, v. 80, № 2, p. 25—36.
- Ferrara G., Segre A., Tongirgi E. Determination of absolute ages of some rocks North Sardinia by Rb—Sr method. Afti Soc. toge Sci natur., 1962, A—69, № 2, p. 469—475.
- Ninkovich D., Heezen B. C. Santorini Tephra. Proceedings of the Seventeenth Symposium of the Colston Research Society. Vol. XVII. Published by Butterworths Scientific Publication, London, 1965.
- Rubault M., Lentwein F., Lones L. Exposure for apparent ages in granitic mas-sives and crystallofillitic series of the Pyrenees.— C. r. Acad. sci., 1963, t. 257.
- Rugel A. Age absolu des granities, roches metamorphique et roches volcanique de France.— Inform. scient., 1967, t. 22, № 5.

Атлантическое отделение
Института океанологии АН СССР
Калининград

Дата поступления
21.VII.1969

УДК 551.351

НАРУШЕНИЯ СЛОИСТОСТИ ОСАДКОВ ЛИТОРАЛЬНЫМИ БЕСПОЗВОНОЧНЫМИ

А. С. АЛЕКСЕЕВ, Д. П. НАЙДИН

В статье приведен обзор литературы по нарушениям слоистости организмами, изложены результаты соответствующих наблюдений на литорали Белого моря и в искусственной среде типа аквариума. Различные по систематическому положению организмы могут давать сходные нарушения слоистости.

При изучении разрезов морских осадочных толщ различного возраста большое значение имеют сведения о следах жизнедеятельности организмов и условиях фоссилизации этих следов. Такие сведения необходимы при палеонтологическом и литологическом аспектах изучения ископаемых осадков. Степень достоверности подобных сведений в известной мере определяется возможностью их сопоставления с ныне протекающими процессами формирования палеонтологических документов. Крайне ценная информация об условиях захоронения в осадках остатков организмов и следов жизнедеятельности различных животных может быть получена при проведении актуопалеонтологических исследований на литорали приливных морей (Richter, 1928; Лузгин, Найдin, 1970; Найдin, Алексеев, 1971).

При актуопалеонтологическом изучении литорали внимание исследователя в первую очередь привлекают следы жизнедеятельности различных организмов на поверхности грунта: следы передвижения и питания моллюсков, червей, личинок насекомых и других животных. Так как многочисленные беспозвоночные животные населяют и верхние горизонты литоральных осадков, то возникает необходимость изучения следов животных и в толще самого осадка. Легко доступны для исследования и хорошо известны постоянные норы литоральных ракообразных — среднехвостых раков (*Callianassa*) и различных крабов (Shinn, 1968, и др.). Весьма интересные сведения о биогенно переработанных осадках ваттов Северного моря опубликованы Р. Рихтером (Richter, 1924, и др.), Л. Ван Страатеном (Van Straaten, 1952, 1959), В. Шафером (Schäfer, 1956, 1962), А. Зейлахером (Seilacher, 1957), Г. Гертвеком (Hertweck, 1970), Г.-Е. Рейнеком (Reineck, 1957, 1958, 1967) и др. Строение нор и ходов различных животных, воздействие донных организмов на осадки изучались и на других участках литорали Мирового океана (Omari, 1971; Rhoads, 1967; Rhoads, Stanley, 1965; Shinn, 1968; Warme, 1967; Winston, Aderson, 1971, и работы многих других авторов).

Изучение биотурбации, т. е. нарушения грунта различными организмами, осложняется тем, что очень многие животные не создают постоянных нор и ходов. На вертикальных сечениях свежих не уплотненных осадков, как это справедливо отмечает А. Зейлахер (Seilacher, 1957, 1964), следы деятельности организмов видны плохо, но в ископаемом состоянии, в консолидированных отложениях вертикальные биогенные текстуры

«проявляются» под воздействием диагенетических процессов. Весьма существенным затруднением при выявлении биогенных текстур является и однородность осадка. Дело в том, что характер переработки осадка может быть установлен только при условии его отчетливой первичной слоистости. Это условие в природе вследствие действия самых разнообразных факторов (в том числе и в результате жизнедеятельности организмов — см. далее) поддерживается редко. Обычно для изучения биогенных текстур приходится создавать искусственно слоистые «осадки».

Некоторые исследователи (Королюк, 1958, 1962; Solowiew, 1924; Schäfer, 1952, 1956, 1962; Reineck, 1958; Moore, Scruton, 1957; Rhoads, Stanley, 1965; Gordon, 1966; Shinn, 1968, и др.) создавали «шихту» в аквариумах или больших стеклянных банках. В «шихту» помещались животные, и через определенные интервалы производились наблюдения результатов их деятельности.

В. Шафер (Schäfer, 1956, 1962) изучал следы жизнедеятельности более 30 донных беспозвоночных Северного моря в искусственно слоистой толще, помещенной в аквариуме. И. К. Королюк (1958, 1962) наблюдала нарушения слоистости, вызванные червями *Arenicola marina* (L.), *Priapulus caudatus* Lam. и моллюсками *Mya arenaria* L., *Macoma baltica* L., в больших стеклянных банках.

Лабораторные условия требуют постоянного обновления морской воды. Даже создание сложной системы, обеспечивающей циркуляцию воды и насыщение ее кислородом, не спасает от развития сероводородного заражения, приводящего к гибели животных. Кроме того, открыв животного от привычной для него среды может неблагоприятно сказаться на его жизнедеятельности. Эти недостатки могут быть устранены проведением опытов непосредственно на литорали, в условиях, максимально приближенных к естественным.

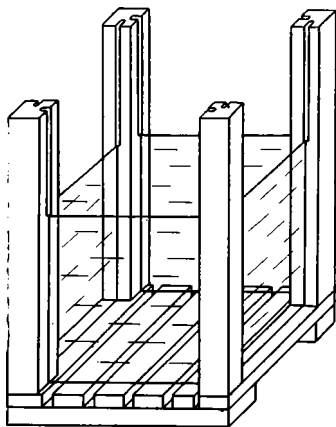
Опыты по изучению биогенной переработки искусственно слоистых осадков в естественных условиях проводили различные исследователи.

Д. Родс (Rhoads, 1967) помещал замороженные блоки слоистой «шихты» (слои искусственно окрашивались) в углубления на литорали Масачусетса (США); через два месяца, также при замораживании, из блоков отбирались колонки; на вертикальных сечениях этих колонок изучались биогенные текстуры. Ю. Уинстон и Ф. Андерсон (Winston, Anderson, 1971) зарывали на литорали (также на атлантическом побережье США) пластмассовые рамки с искусственно окрашенной «шихтой»; через несколько месяцев рамки извлекались и на вертикальных срезах «шихты» наблюдались нарушения слоев, произведенные различными донными организмами (полихетами, ракообразными, моллюсками). Г.-Э. Рейнек (Reineck, 1958, 1967) на ваттах Северного моря с помощью специально сконструированного прибора, применяя смолы, готовил монолиты осадков, на сечениях которых наблюдались явления биотурбации. Г.-Э. Рейнек изучал биогенные текстуры и с помощью пленок-лакфильмов. Д. Родс (Raup, Stanley, 1971, стр. 226) предпринял попытку рентгеноскопического изучения ходов различных животных на вертикальном срезе осадков литорали атлантического побережья США.

ПРОВЕДЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Летом 1970 г. на литорали Белого моря в районе Беломорской биостанции МГУ изучалось нарушение искусственной слоистости обитателями литоральных осадков — двустворчатыми моллюсками *Macoma baltica* L., *Mya arenaria* L. и червями *Arenicola marina* (L.), *Priapulus caudatus* Lam., *Pectinaria koreni* (Malmgr). Для этого были изготовлены специальные ящики-садки со стеклянными стенками и решетчатым дном (фиг. 1). Садки были различных размеров; наиболее удобными оказались садки, стеклянная стенка которых имела площадь 15×15 см. На решет-

чатое дно помещались (снизу вверх) слои гальки, крупного гравия и грубозернистого песка для того, чтобы обеспечить свободную циркуляцию воды. Выше садки заполнялись чередованием прослоев светло- и темноокрашенных песков. Наслоение песков производилось во влажном состоянии с помощью ложки и деревянной лопатки. Для получения слоев одинаковой толщины производилось их легкое уплотнение. В качестве светлых прослоев использовались довольно хорошо сортированные средние и мелкозернистые пески верхней части литорали, а в качестве темных — более плохо сортированные алевритовые мелкозернистые пески средних и нижних горизонтов литорали из места обитания подопытных животных. Гранулометрические анализы применявшихся песков, выполненные А. А. Сурковым, приведены в таблице. Толщина отдельных слоев выбиралась в пределах 0,5—1 см; в более редких случаях, особенно для низких горизонтов садков, приготавливались слои толщиной 2—3 см.



Фиг. 1. Общий вид садка (садок не заполнен осадком)

Садки заполнялись грунтом непосредственно на литорали так, чтобы поверхность осадка находилась в 2—3 см от верхней кромки стекла, и зарывались в ее средних и нижних частях. При этом поверхность грунта в садке совмещалась с поверхностью литорали, а возвышающиеся стеклянные стенки препятствовали заносу и размыву слоистого грунта. На смоченный грунт садка помещалось несколько экземпляров *M. baltica*, *A. marina*, *P. caudatus*, которые на глазах наблюдателя зарывались в осадок. Малоподвижные *M. arenaria* передним концом раковины искусственно заглублялись в грунт на 1—2 см около стенок садка. Так

как червь *P. koreni* во взрослом состоянии практически не может углубиться в грунт (да еще уплотненный) вследствие хрупкости своей песчаной трубки, то особи этого червя в наклонном положении погружались в нижние слои грунта у стенок садка и затем обкладывались новыми сло-

Гранулометрические анализы песков, %

№ в услов- ных обо- значениях к фиг. 3	Фракции, мм						
	>1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01
1	0,52	6,87	59,64	32,95	0,009		
2	1,62	9,15	49,78	39,33	0,10		
3	1,96	2,19	8,30	52,88	30,23	4,43	
4	6,64	6,97	18,07	40,97	15,04	4,87	7,44

ями. Практически во всех случаях гибель животных не отмечалась, хотя по окончании длительных (15—30 дней) экспериментов иногда, особенно в пределах слоев алевритового мелкозернистого песка, наблюдались темные пятна сероводородного заражения.

Участки литорали, на которых размещались садки, по своему характеру подобны выделенным Б. К. Лузгиным и Д. П. Найдиным (1970) смешанному песчано-каменистому, «пятнистому» и песчано-илистому типам. В соответствии с полусуточными приливами садки два раза в сутки покрывались водой и два раза сохли. Периодически, через 1—3 дня, в

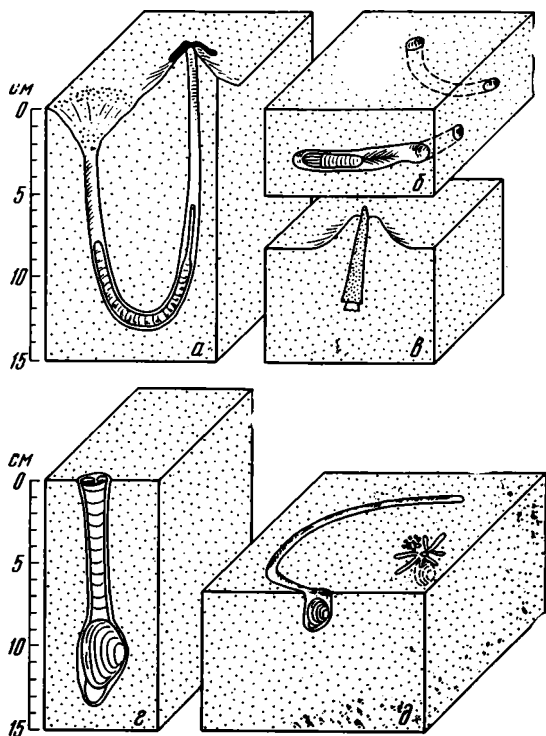
отлив садки выкапывались, и все измерения слоистости переносились карандашом на промасленную кальку, прикладывавшуюся к стеклу стенок. Производилось также фотографирование стенок садков.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Пескожил *Arenicola marina* относится к классу многощетинковых червей и является одним из характернейших обитателей литорали северных морей. Этот червь зарывается в грунт до 20 см, образуя в нем U-образную нору (фиг. 2, а). На поверхности грунта у одного из отверстий канала (заднего) возникает конус выброса из грунта, прошедшего через кишечник червя, а у другого (переднего) — воронка, образующаяся вследствие проседания осадка, заглатываемого червем. При длительном его обитании в одной норе стенки хода уплотняются и ослизняются. По одним данным, червь использует пищевой материал из слоев глубже 5 см (Амогеух, 1963), по другим — может отфильтровывать органические частицы в песке головной части норы и поглощать их вместе с песком (Kügler, 1957). В условиях Белого моря этот червь в среднем имеет длину 8—15 см, а перегиб норы располагается на глубине 10—15 см.

Основные деформации слоистого грунта (фиг. 3, а—в) заключаются в создании воронкообразного прогибания слоев вокруг обеих частей канала. Эти нарушения в значительной степени формируются еще во время зарывания червя, не сопровождающегося поглощением грунта (Королюк, 1958). В дальнейшем с началом питания пескожила, во время которого происходит поглощение материала нижних слоев и проседание в связи с этим вышележащих слоев, прогибание вокруг головной части норы становится более интенсивным по сравнению с таковым вокруг задней части. При этом прилегающие к каналу участки темных, более пластичных слоев алевроитового мелкозернистого песка утоняются и вытягиваются, зачастую соединяясь своими концами. Прилегающие к стеклу части канала заполнены переработанной смесью материала различных слоев.

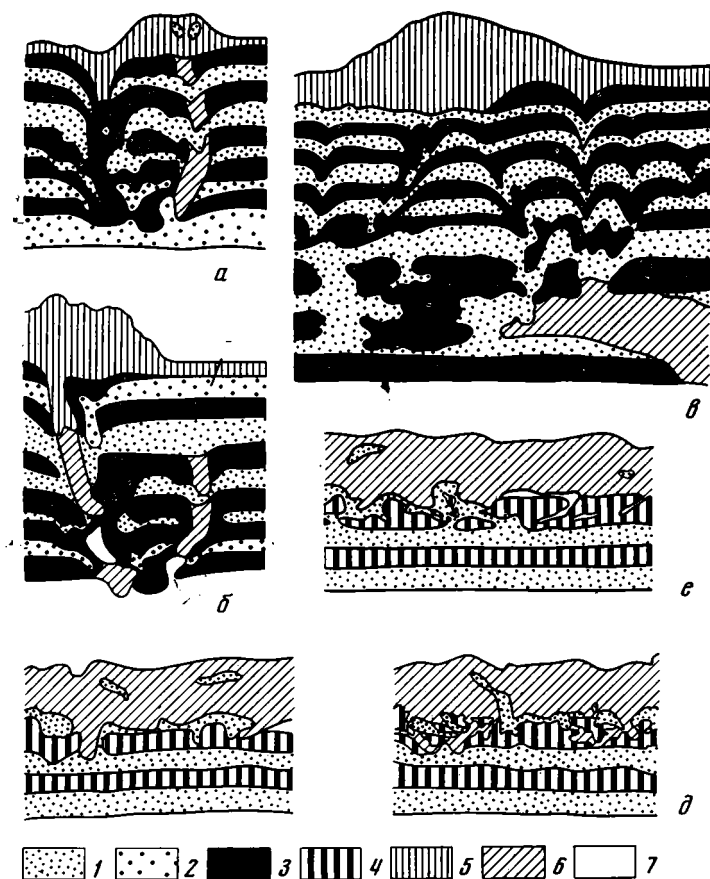
В случае вертикального расположения норы образуются симметричные треугольники прогибания, амплитуда которых возрастает в более глубоких слоях. При наклонном положении канала воронки вокруг него отличаются асимметричным строением. Подобные же явления наблюдаются при переходе от вертикальной части норки к горизонтальной



Фиг. 2. Положение в грунте некоторых литоральных беспозвоночных
а — *Arenicola marina*; б — *Priapulus caudatus*; в — *Pectinaria koreni*; г — *Mya arenaria*; д — *Macoma baltica*

(фиг. 3, в). Иногда утоненные концы слоев, образующие воронку, осложнены более мелкими складками (фиг. 3, а).

В одном из опытов верхние 2 см грунта вместе со сформированным конусом выброса были удалены, а на их место положены четыре новых слоя общей мощностью 3—4 см. Этим имитировалось внезапное захоронение червя. Однако уже через 4 часа на поверхности грунта появлялось отверстие, а на следующий день возникал и новый конус, располагавшийся на месте прежней воронки (фиг. 3, а, б).



Фиг. 3. Нарушение слоистости беспозвоночными ($1/4$ нат. вел.)

а—в — нарушения, произведенные *Arenicola marina*: а — 3-й день опыта № 1, б — то же после захоронения, 6-й день опыта № 1, в — 8-й день опыта № 4, все нарушения произведены одним пескожилом; г—е — нарушения, произведенные несколькими *Priapulus caudatus*: г — 2-й день опыта № 9, д — то же, 4-й день опыта № 9, е — 4-й день того же опыта, другая стенка; 1 — розовато-желтый средне-мелкозернистый песок; 2 — розовый, обогащенный черными зернами тяжелых минералов, средне-мелкозернистый песок; 3 — темно-серый, алевроитовый, мелко-тонкозернистый песок; 4 — черный мелкозернистый алевроито-глинистый песок с примесью гравия и сероводородным заражением; 5 — верхние части грунта садка, взмученные волнением и конусы выбросов *Arenicola marina*; 6 — перемешанные животными участки грунта; 7 — полые каналы пескожилов и приапюлюсов

Наши наблюдения подтверждают имеющиеся в литературе указания (Richter, 1924; Reineck, 1953, 1967) о быстром передвижении вверх при засыпании осадком многих обитателей литорали. Очевидно, в нашем опыте с пескожилом часть норы, бывшая ранее задней, стала функционировать как передняя и наоборот. На месте первоначального зарывания

червя, по нашим наблюдениям и данным И. К. Корольюк, чаще всего образуется воронка. Но в том случае, если червь не меняет своего положения в осадке после зарывания, здесь должна располагаться задняя часть червя и соответственно происходить формирование конуса выбросов. Образование же воронки свидетельствует о том, что червь может менять свое положение в норе, не показываясь на поверхность (Корольюк, 1958).

Глубокие слои осадка в зоне горизонтального отрезка норы испытывают наибольшие нарушения. Они интенсивно расчленяются и перемешиваются с образованием участков смешанного грунта (фиг. 3, в). И. К. Корольюк также наблюдала наиболее значительные нарушения именно на участке горизонтального отрезка норы. Она же отмечала наличие материала нижних слоев в выбросах червя, что неоднократно наблюдалось и нами. Все это указывает на то, что основную часть пищи пескожил получает из нижних горизонтов грунта. Однако не исключено, что червь может отфильтровывать органические частицы в песке переднего отрезка норы, так как эти два способа питания не исключают друг друга, а могут идти одновременно. При длительном обитании в одной норе место переработанного грунта низких горизонтов занимает материал поверхностных слоев, сползающий в воронку, сквозь который фильтруется вода.

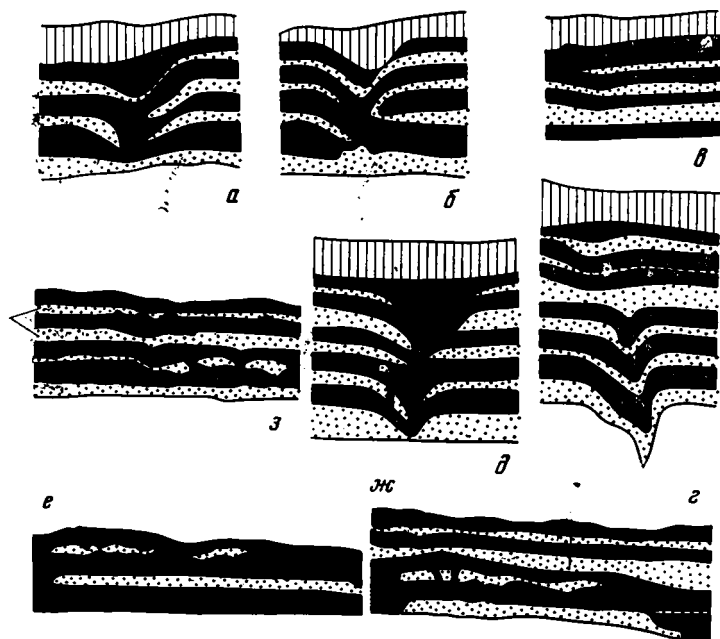
A. marina нарушает осадок не только механически. В процессе жизнедеятельности червь осуществляет его сортировку, отбрасывая крупные частицы, поглощая мелкие, выбрасывая их затем на поверхность литорали. Таким образом, на уровне переднего конца тела пескожила постепенно концентрируется крупная фракция осадка, а мелкие частицы осадка, выбрасываемые с фекалиями, уносятся водой (Richter, 1924, 1928; Reipesk, 1957). Р. Рихтер отмечал, что пескожил «делает песок еще более песчаным».

Priapulus caudatus — своеобразные животные, широко распространенные не только на литорали и в сублиторали, но нередко встречающиеся и в батимальной зоне (Мурина, Старобогатов, 1961). Беломорские представители этого червя достигают длины 2—5 см (без хвостового придатка) и живут лишь на отдельных сильно заиленных участках литорали с сероводородным заражением. Они не образуют постоянных нор как пескожилы, а все время перемещаются в толще грунта, не поглощая его, но выбирая отдельные зерна детрита. Живут приапюлюсы почти исключительно в верхних 5 см осадка, которые за очень непродолжительное время в значительной степени перемешиваются (фиг. 2, б). При движении в грунте червь как бы разрезает его, при этом образуя каналы, заполненные материалом вышележащего слоя (фиг. 3, г—е). Ширина каналов порядка 3—6 мм, а слои толщиной 1,2—1,5 см расчленяются на отдельные участки угловатой формы, размером 1—0,5 см. В ходе опытов неоднократно наблюдалось возникновение у стекла полых каналов, оставленных червем. Перенос материала из нижних слоев грунта в верхние не наблюдался; скорее, некоторое перемещение грунта происходит в обратном направлении.

В результате движения приапюлюсов слои грунта расчленяются на многочисленные мелкие участки. Возникающие при этом текстуры характеризуются отсутствием упорядоченности, чем сильно отличаются от нарушений, оставляемых пескожилами. К подобным выводам пришла и И. К. Корольюк (1958).

Многощетинковый червь *Pectinaria koreni*, обитающий в самых нижних горизонтах литорали и в верхней сублиторали, заключен в состоящую из песчинок коническую, слегка изогнутую трубку длиной 4—6 см. Диаметр нижнего головного отверстия трубки до 1 см. Трубка червя в грунте располагается слегка наклонно. Червь питается осадком, медленно перемещаясь вперед нижним широким отверстием трубки (фиг. 2, в).

Грунт, прошедший через кишечник, скапливается на поверхности у выступающего над ней узкого заднего конца трубки в виде небольшого конуса с желобком стока. Механизм перемещения и питания червя подробно описан В. Шафером (Schäfer, 1956, 1962). В наших экспериментах вследствие кратковременности наблюдений (4 дня) перемещение *P. koreni* не наблюдалось, однако возникавшие небольшие конусы выбросов грунта свидетельствовали о том, что процесс питания не прекращался.



Фиг. 4. Нарушения слоистости беспозвоночными ($1/4$ нат. вел.)
 а, б — нарушения, произведенные *Pectinaria koreni*: а — 4-й день опыта № 6, б — другая стенка того же опыта; в — д — нарушения, произведенные *Mya arenaria*: в — 12-й день опыта № 10, г — то же, 20-й день опыта № 10, д — 20-й день опыта № 10, другая стенка; е — з — нарушения, произведенные *Macoma baltica*: е — 4-й день опыта № 3, ж — то же после захоронения, 7-й день опыта № 3, з — другая стенка, 7-й день того же опыта; условные обозначения см. фиг. 3

Нарушения слоистого грунта в этих условиях (при отсутствии перемещения червя) оказались сходными с деформациями, производимыми *A. tarrina*: возникали воронкообразные прогибания слоев вокруг трубки. Ширина воронок больше, чем у пескожила, и достигает 2—3 см при глубине прогибания в 1—1,5 см. Значительного утонения оттянутых концов алевролит-песчаных темных слоев не происходит, а в большей степени сокращаются чисто песчаные слои (фиг. 4, а, б). В связи с наклонным расположением трубки в строении воронок наблюдается некоторая асимметрия.

Особь *Mya arenaria* — литорального моллюска — способны зарывать на глубину до 20 см. В период наблюдений и в предшествующие несколько лет этот двустворчатый моллюск в районе Беломорской биостанции МГУ по неизвестной причине встречался очень редко. Располагаясь в толще грунта, моллюск выводит на поверхность свои длинные объединенные кожистой оболочкой вводной и выводной сифоны, с помощью которых отфильтровываются из воды планктон и частицы детрита (фиг. 2, г). Моллюск малоподвижен. В опыте использовались экземпляры размером 3—5 см в длину. Несмотря на относительную длительность экспе-

римента (20 дней), значительные перемещения животных не наблюдались: они лишь несколько отодвинулись от стенок, около которых были размещены.

Нарушения слоистости связаны с расклинивающим действием ноги при зарывании моллюска. Образуются пологие (0,5—1 см глубины) «прогибы» с амплитудой, возрастающей у более глубоких слоев, и реже клиновидные изгибы глубиной до 3 см (фиг. 4, в, г). Эти прогибы более широкие, чем у *A. marina*, и достигают ширины 2—3 см. Иногда наблюдается слияние материала алевроито-песчаных прослоев с образованием ряда как бы вложенных друг в друга конусов, слившихся своими вершинами (фиг. 4, д).

Какого-либо перемешивания слоев, зарегистрированного И. К. Королюк (1958), не наблюдалось.

Другой массовый литоральный вид двустворчатых моллюсков — *Macoma baltica* — является детритоядом. Макома достигает 1—2 см длины и располагается в осадке на глубине всего лишь 0,5—1 см (расстояние от верхнего края раковины до поверхности). При этом два сифона выведены на поверхность. Одним сифоном моллюск собирает детрит, образуя на поверхности грунта звездообразную систему желобков, а другой служит для вывода воды и бочонковидных фекальных комочков, образующих около выводного сифона небольшой конус; это следы питания. Временами макомы начинают перемещаться у самой поверхности грунта, оставляя характерные дугообразные бороздки — следы движения (фиг. 2, д).

В условиях эксперимента в садке наблюдались следы питания и движения маком. Слоистость нарушалась только в самых верхних 2—3 см грунта. Нарушения представляют треугольные языковидные прогибания слоев и сопровождающие их выпячивания краев «прогибов», связанные с вдавливанием грунта ногой моллюска при передвижении. Интерпретация И. К. Королюк (1958) языковидных выпячиваний как следов взмучивания осадка сифонами ошибочна, так как сифоны располагаются на поверхности грунта. Расклинивающее и вдавливающее действия ноги приводят к образованию небольшой (до 0,5 см) треугольной вороночки и языковидных выступов по ее краям (фиг. 4, е—з).

Таким образом, нарушения слоистости, связанные с жизнедеятельностью *A. marina*, *P. koreni*, *M. arenaria*, имеют черты сходства, так как в целом представляют воронкообразные прогибания слоев, но различаются по другим признакам. Совершенно своеобразны нарушения *P. caudatus* и *M. baltica*.

Перед тем как перейти к заключительной части, следует отметить определенные несовершенства способа наблюдения результатов деятельности организмов через стеклянные стенки садка. Прежде всего эти стенки представляют преграду для обитающего в нем животного. Так, нами неоднократно наблюдалось раздавливание приапюсами жидкого грунта о стекло стенок. По гладкой поверхности стенки может происходить некоторое перемещение материала слоев. Кроме того, совершенно недоступным оказывается изучение нарушений во всем объеме грунта. Данные Э. Шинна (Shinn, 1968), изучавшего нарушения, вызванные зарыванием актинии *Phyllactis* путем изготовления твердых монолитов искусственного слоистого грунта, импрегнированного полимерной смолой, указывают на очень большие перспективы примененного им метода, дающего возможность исследовать деформации в объеме.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ БИОТУРБАЦИИ

Геологическое значение деятельности илоядных и обитающих в толще грунта организмов очень велико. При наличии донных обитателей осалок всегда формируется при их непрерывном воздействии, а не толь-

ко при действии гидродинамических и физико-химических факторов. В случае поселения организмов на ненарушенных слоистых грунтах в результате их жизнедеятельности первичная текстура осадка будет нарушаться. При этом возможно образование таких нарушений, которые нелегко отличить от подводнооползневых текстур (фиг. 3, в).

Основное воздействие, которое оказывают организмы на осадок,—механическое перемешивание, происходящее при вертикальном и горизонтальном перемещении животных,—направлено на гомогенизацию осадка. Эта общая тенденция наблюдается на литорали Белого моря и отмечалась многими исследователями в других регионах (Moore, Scruton, 1957; Carriker, 1967; Warne, 1967, и др.).

В наших общих руководствах (Рухин, 1969, стр. 328—329; Крашенинников, 1971, стр. 282, 303, 310) участие организмов в формировании текстурного облика осадка помимо образования «знаков на поверхности слоев» сводится именно к изменению или полному уничтожению ранее возникшей слоистости.

Между тем наряду с гомогенизацией организмы в определенных условиях (темп седиментации, плотность поселения организмов и т. п.) действуют и в прямо противоположном направлении: дифференцируют однородный осадок. На литорали Белого моря *Arenicola marina* обогащает грунт на глубине 10—15 см от его поверхности относительно крупными частицами. Большой интерес представляют наблюдения Л. Ван Страатеном (Van Straaten, 1952) деятельности *Arenicola marina* на литорали голландского побережья Северного моря. Пескожил вместе с фекалиями выбрасывает на поверхность мелкие частицы грунта; при этом грубый материал концентрируется внизу. Таким образом, постепенно происходит расслоение грунта. В тех случаях, когда в составе грубых частиц много раковин небольшой гастроподы *Hydrobia*, возникают горизонты, обогащенные этими раковинами.

Подобный механизм дифференциации осадка илоядами отмечался и другими исследователями (Richter, 1924; 1928; Dapples, 1942; Moore, Scruton, 1957; Reineck, 1957; Rhoads, Stanley, 1965; Klein a. o., 1964; Warne, 1967, и др.). В частности, Д. Родс и Д. Стенли (Rhoads, Stanley, 1965) на литорали атлантического побережья США наблюдали образование в результате действия полихет градиционной слоистости.

Эти противоположные тенденции гомогенизации первично слоистой толщи, с одной стороны, и дифференциации первично гомогенного осадка, сложенного равномерно перемешанными частицами различного размера, — с другой, в общем виде рассмотрены Д. Муром и П. Скрутоном (Moore, Scruton, 1957). На фиг. 12 их статьи показаны последовательные стадии возникновения в результате биотурбации нерезко выраженных пятен (отличающихся от остальной массы механическим составом частиц), затем резко выраженной пятнистой текстуры, неправильной слоистости, наконец, правильной слоистости и, наоборот, постепенное расплывание первично отчетливо слоистого осадка с конечным превращением его в однородную по механическому составу толщу. Направленность процесса зависит от взаимодействия многих факторов и прежде всего числа активно действующих животных и скорости осадконакопления. Возникновение биогенных пятнистых текстур при небольшой скорости осадконакопления отмечалось также Л. Ван Страатеном (Van Straaten, 1959).

Собственно физическая слоистость и вообще первичные текстуры осадка имеют «мало шансов» сохраниться в ископаемом состоянии (Warne, 1967). Известно, что и у остатков организмов шансы фоссилизации весьма невысоки (кстати, это хорошо видно на примере беломорских литоральных осадков, очень бедных остатками организмов). Следовательно, могут образовываться однородные осадочные толщи, не содержащие остатков организмов, но текстура которых целиком создана под воздей-

ствием животных. Еще А. Шварц (Schwarz, 1932) отмечал, что осадок, полностью сложенный неорганическими компонентами, тем не менее может быть биогенного происхождения. Тем самым, как подчеркивал А. Шварц, существенно должно быть расширено понятие «биогенной породы». Может быть, слишком категорично утверждение А. Шварца (1932, стр. 154), что «не осадочные фации обуславливают характер фауны, а фауна формирует осадочные фации», но, несомненно, животные участвуют не только в формировании толщ, либо полностью или частично сложенных их остатками, либо несущих явные следы их воздействия. Несомненно, при их активном воздействии накапливаются и многие осадки без органических остатков и даже без каких-либо следов жизнедеятельности. Геологи просто еще не умеют расшифровывать условия накопления подобных «анорганогенных толщ».

В этой связи еще одно замечание. Р. Бринкманн (Brinkmann, 1932) и многие другие геологи полагают следующее: так как бентосные животные уничтожают слоистость, то наличие слоистости в толще свидетельствует о ее накоплении в условиях отсутствия донной фауны. Исследования Р. Рихтера (Richter, 1936), В. Хенцшеля (Häatzschel, 1939) и В. Шафера (Schäfer, 1952) опровергают это предположение. По их данным, в подвижной среде при быстром осадконакоплении донные организмы не успевают переработать грунт и слоистость может сохраниться.

Полученные в ходе экспериментов на литорали Белого моря данные свидетельствуют о том, что различные по систематическому положению организмы могут образовывать в целом сходные нарушения слоистости, отличающиеся лишь некоторыми деталями (черви *A. marina*, *P. koreni*; моллюск *M. arenaria*). В то же время близкие организмы могут оставлять совершенно различные следы (моллюски *M. arenaria* и *M. baltica*, черви *A. marina* и *P. caudatus*). Это обстоятельство необходимо иметь в виду при интерпретации ископаемого материала.

Изучение биогенных текстур осадочных горных пород, которому до сих пор уделяется мало внимания, несомненно, может дать важные сведения об условиях седиментации: глубине, течении, скорости осадконакопления и т. п. Это отмечалось, в частности, Л. Н. Ботвинкиной (1957), описавшей и изобразившей нарушения слоистости в среднекаменноугольных отложениях Донбасса. Как следы жизнедеятельности организмов трактуются некоторые текстуры в девонских отложениях Приуралья С. Г. Саркисяном и Н. А. Михайловой (1956), которые опирались на актуопалеонтологические наблюдения И. К. Королук. Большое значение биогенных текстур для палеогеографических реконструкций неоднократно подчеркивалось Р. Рихтером (Richter, 1928 и другие его работы). Р. Рихтер также обратил внимание на возможность использования характерной формы биогенных текстур для определения кровли и подошвы пластов в сложнодислоцированных регионах.

Наблюдения над биогенными нарушениями слоистости имеют немаловажное значение и для биостратиграфии, так как при таких нарушениях происходит вертикальное перемещение осадка и даже полное его перемешивание на определенную глубину. При этом осуществляется перенос из верхних слоев грунта в нижние и в обратном направлении (на пример, в результате деятельности пескожила) органических остатков, прежде всего раковинок фораминифер. Таким образом, может происходить смешение более древнего и более молодого микрофаунистических комплексов. Следует отметить, что на литорали атлантического побережья Южной Америки обитают гигантские представители полухордовых *Balanoglossus gigas* и *Willeya*, достигающие длины 2—2,3 м, которые ведут зарывающийся образ жизни подобно *Arenicola* (Burton-Jones, Petersen, 1964). Их норы достигают глубины 50—70 см. Следовательно, амплитуда производимого ими вертикального переноса материала в 2—3 раза больше, чем у пескожилов.

Роль биотурбации в биостратиграфии пока еще недостаточно исследована. Но уже появились работы (Berger, Heath, 1968; Sarnthein, 1970), в которых приводятся данные о смещении в результате деятельности бентосных животных органических остатков различного возраста. Вполне возможно, что в условиях низких скоростей седиментации именно биотурбация являлась основным фактором, под воздействием которого формировались так называемые конденсированные горизонты, содержащие смешанную фауну нескольких биостратиграфических зон.

Как видно, результаты актуопалеонтологических наблюдений над нарушениями слоистости современными организмами помогают расшифровывать биогенные текстуры осадков, что в свою очередь может быть использовано при ответах на самые различные вопросы, которые непрерывно ставят перед геологами и палеонтологами разрезы древних осадочных толщ.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Текстуры, обусловленные жизнедеятельностью организмов.— В сб.: Методы изучения осадочных пород, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Корольюк И. К. Влияние некоторых беспозвоночных на слоистость илов.— Тр. Мурманск. биол. ст., 1958, т. 4.
- Корольюк И. К. Влияние некоторых беспозвоночных на слоистость илов.— Тр. V и VI сес. Всес. палеонтол. о-ва, М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., «Высшая школа», 1971.
- Лузгин Б. К., Найдин Д. П. Геологические наблюдения на литорали приливного моря.— Вестн. Моск. ун-та, сер. геология, 1970, № 1.
- Мурзина В. В., Старобогатов Я. И. К систематике и зоогеографии приапурид.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР. М., 1961, т. 46.
- Найдин Д. П., Алексеев А. С. Актуогеологические и актуопалеонтологические исследования на литорали Охотского и Белого морей.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, т. 46, № 6.
- Рухин Л. Б. Основы литологии, 3-е изд. Л., «Недра», 1969.
- Саркисян С. Г., Михайлова Н. А. Некоторые текстурные особенности пород терригенной толщи девона Башкирской и Татарской АССР.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1956, т. 31, № 6.
- Amoureux L. Notes biologiques et écologiques sur l'arenicole.— Compt. rend. Soc. biol., 1963, t. 157, No. 10.
- Berger W., Heath G. R. Vertical mixing in pelagic sediments.— J. Marine Res., 1968, v. 26, No. 2.
- Brinkmann R. Über die Schichtung und ihre Bedeutungen.— Fortschr. Geol. und Palaeontol., 1932, B. 11.
- Burton-Jones C., Petersen J. A. Another giant enteropneust from the Atlantic.— Nature, 1964, v. 203, No. 4940.
- Carriker M. R. Ecology of estuarine benthic invertebrates: a perspective. In: Estuaries, ed. G. H. Lauff. Amer. Assoc. Advanc. Sci. Publ. 83, 1967.
- Dapples E. C. Effect of macro-organisms on near-shore marine sediments.— J. Sediment Petrol., 1942, v. 12, No. 3.
- Gordon D. C. The effects of the deposit feeding polychaete *Pectinaria gouldii* on the intertidal sediments of Barnstable Harbor.— Limnol. and Oceanography, 1966, v. 11, No. 3.
- Häntzschel W. Tidal flat deposits (Wattenschlick). Recent Marine Sediments, 1939, p. 195—206.
- Hertweck G. Fährten und Spuren im Watt. In: Das Watt, herausg. von H.-E. Reineck. Frankfurt a/M., 1970.
- Klein G., De Vries, Sanders J. E. Comparison of sediments from Bay of Fundy and Dutch Wadden sea tidal flats.— J. Sediment. Petrol., 1964, v. 34, No. 1.
- Krüger F. Der Wohnbau von Arenicola als Filtereinrichtung. Naturwissenschaften, 1957, B. 44, No. 22.
- Moore D. G., Scruton P. C. Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments.— Bull. Amer. Assoc. Geologists, 1957, v. 41, No. 12.
- Omari M. Paleontological problems of the ancient intertidal zone.— Kahe karaky, Mar. Sci. Mon., 1971, v. 3, No. 10.
- Raup D. M., Stanley S. M. Principles of paleontology. Freeman & Co., S. Francisco, 1971.
- Reineck H.-E. Über Wühlgänge im Watt und deren Abänderung durch ihre Bewohner.— Paläontol. Z., 1957, Bd. 31, No. 1/2.
- Reineck H.-E. Wühlbau-Gefüge in Abhängigkeit von Sediment-Umlagerungen.— Senckenbergiana lethaea, 1958, Bd. 30, No. 1/2.

- Reineck H.-E. Layered sediments of tidal flats, beaches, and shelf bottoms of the North Sea. In: Estuaries ed. G. H. Lauff.—Amer. Assoc. Advanc. Sci., Publ., v. 83, 1967.
- Rhoads D. C. Biogenic reworking of intertidal and subtidal sediments in Barnstable Harbor and Buzzards Bay, Massachusetts.—J. Geol., 1967, v. 75, No. 4.
- Rhoads D. C., Stanley F. J. Biogenic graded bedding.—J. Sediment. Petrol., 1965, v. 35, No. 4.
- Richter R. Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. VII.—Senckenbergiana, 1924, Bd. 6.
- Richter R. Aktuopaläontologie und Paläobiologie, eine Abgrenzung.—Senckenbergiana, 1928, Bd. 10, No. 6.
- Richter R. Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer, ein Überblick über ihre biologischen Grundformen und deren geologische Bedeutung.—Paläontol. Z., 1928, 2, Bd. 9, No. 1—3.
- Richter R. Marken und Spuren im Hunsrück-Schiefer. II. Schichtung und Grund-Leben.—Senckenbergiana, 1936, B. 18, No. 3/4.
- Sarnthein M. Zum Aufbau rezenter Mergelsedimente im Persischen Golf.—Verhandl. Geol. Bundesanst., 1970, 4.
- Schäfer W. Biogene Sedimentation im Gefolge von Bioturbation.—Senckenbergiana, 1962, Bd. 33, No. 1—3.
- Amoureux L. Notes biologiques et ecologiques sur l'arenicole.—Compt. rend. Soc. biol., 1963, t. 157, No. 10.
- Schäfer W. Wirkungen der Benthos-Organismen auf den jungen Schichtverband.—Senckenbergiana, 1956, Bd. 37, No. 1/2.
- Schäfer W. Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. Verlag W. Kramer, Frankfurt a/M., 1962.
- Schwarz A. Der tierische Einfluss auf die Meeressedimente (besonders auf die Beziehungen zwischen Frachtung, Ablagerungen und Zusammensetzung von Wattensedimenten).—Senckenbergiana, 1932, Bd. 14.
- Seilacher A. An-aktualistisches Wattmeer? — Paläontol. Z., 1957, 31, No. 3/4.
- Seilacher A. Biogenic sedimentary structures. In: Approaches to Paleocology, ed. J. Imbrie and N. Newell, 1964.
- Shinn E. Burrowing in recent lime sediments of Florida and the Bahams.—J. Paleontol., 1968, Bd. 42, No. 4.
- Solowiew M. M. The influence of Tubifex tubifex in the formation of organic mud.—Intern. Rev. Hydrobiology, 1924, v. 12.
- Van Straaten L. M. J. U. Biogenic textures and the formation of shell beds in the Dutch Wadden sea.—Proc. Nederland. Akad. Wetenschappen, 1952, ser. B, v. 55, No. 5.
- Van Straaten L. M. J. U. Minor structures of some littoral and neritic sediments.—Geol. en mijnbouw, 1959, N. S., v. 21.
- Warne J. E. Graded bedding in the recent sediments of Mugu Lagoon, California.—J. Sediment. Petrol., 1967, v. 37, No. 2.
- Winston J. E., Anderson F. E. Bioturbation of sediments in a northern temperature estuary.—Marine Geol., 1971, v. 10, No. 1.

Московский государственный
университет

Дата поступления
25.V.1972

УДК 552.1 : 53 : 552.12 : 551.31

ОКРАСКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД И ЕЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

В. Н. ХОЛОДОВ

Рассматриваются закономерности распространения линзовидных пластов розовых известняков и доломитов алайского яруса палеогена. Показано, что главным красящим материалом в карбонатных породах является терригенный гематит, частично заимствованный из меловых красноцветов, подстилающих карбонатные толщи палеогена, а частично принесенный в алайский палеоводоем из разрушающихся палеозойских сооружений, обрамляющих регион. Рассмотрены различные случаи обесцвечивания карбонатных пород под действием гипергенного выветривания и почвообразования и предлагается генетическое истолкование этих явлений.

I

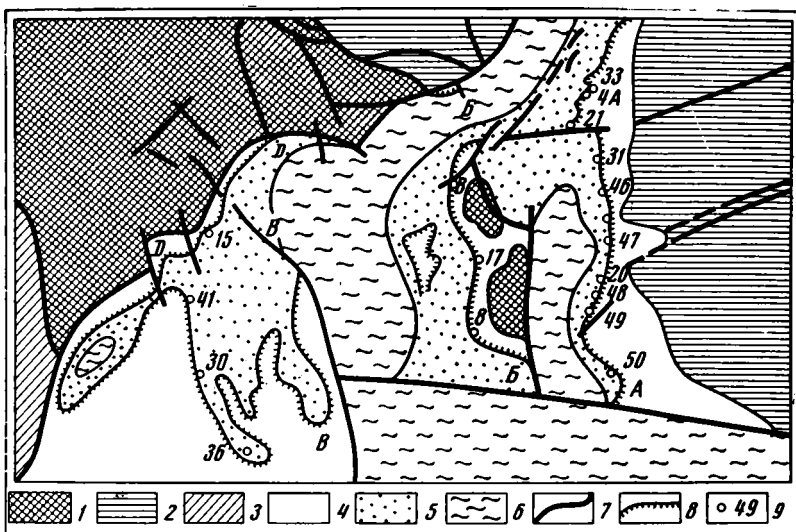
При проведении литолого-фациальных исследований, объектом которых были карбонатные отложения палеогена, мы часто сталкивались с породами, выведенными на дневную поверхность и либо полностью обесцвеченными (отбеленными), либо окрашенными в характерный розовый с фиолетовым оттенком цвет. Происхождение такой своеобразной окраски выветривающихся известняков и доломитов долго вызывало споры. При этом розовую окраску отдельных прослоев карбонатных пород некоторые исследователи рассматривали как заведомо эпигенетическое явление, а обесцвечивание известняков и доломитов обязательно связывали с эпигенетическим воздействием глеевых восстановительных растворов (Шмариович, 1971).

В последнее время, однако, мы получили данные, позволяющие, как кажется, внести ясность в сложную проблему появления такой специфической окраски; их обсуждению и посвящается данная статья.

Район, где нами проводились работы, расположен в краевой части крупной межгорной депрессии (фиг. 1). Северо-западную и северо-восточную часть района занимают обширные поля палеозойских пород, а между ними «зажат» треугольник преимущественного развития мезозойско-кайнозойских отложений.

В области распространения молодых мезозойско-кайнозойских толщ выделяются четыре крупных антиклинальных поднятия. В двух восточных антиклиналях (АА, ББ) в ядрах обнажаются палеозойские породы кристаллического фундамента, тогда как в двух западных поднятиях (ВВ, ГГ) центральную часть составляют красноцветные меловые отложения. Крылья положительных тектонических структур повсеместно сложены терригенно-карбонатными толщами палеогена, а разделяющие их впадины заполнены рыхлыми неоген-четвертичными породами.

Почти все положительные структуры района вытянуты в меридиональном направлении и генетически связаны с крупными субмеридиональными разломами. Вследствие такой своеобразной ориентировки осей поднятий терригенно-карбонатные отложения палеогена в пределах рай-



Фиг. 1. Схема геологического строения района

1 — палеозойские отложения (силур, девон), окрашенные в зеленовато-серые тона; 2 — палеозойские отложения (девон), окрашенные в красно-бурые и фиолетовые тона; 3 — палеозойские гранитоиды; 4 — мел-палеогеновые красноцветы; 5 — карбонатно-терригенные отложения палеогена; 6 — терригенно-глинистые отложения палеогена, неогена и кватерра; 7 — разломы; 8 — линия выхода алайских карбонатных пород на поверхность; 9 — места изучения обнажений; буквами обозначены профили или тектонические структуры

она слагают четыре меридиональные гряды — квесты. В этих грядах почти идеально обнажаются (снизу вверх) мел-палеогеновые красноцветные хлидолиты, сузакский карбонатный горизонт (I), песчаники, глины и мергели сузакского и алайского ярусов, два мощных карбонатных горизонта алайского яруса (II—III), зеленые песчанистые глины туркестанского яруса и, наконец, чаще других бронирующих квесты, туркестанский карбонатный горизонт (IV).

Особенно подробно мы изучали литолого-фациальные особенности нижнего алайского карбонатного горизонта (II), который присутствует во всех четырех меридиональных грядах района (АА, ББ, ВВ, ГГ). В южных разрезах он имеет максимальную мощность и представлен четырьмя пачками:

1) с размывом на подстилающих отложениях залегают доломиты; их нижняя часть резко обогащена гальками палеозойских пород различного состава;

2) выше располагается пачка устричника, в породе обломки раковин устриц *Ostrea* сцементированы органогенно-обломочным известняком;

3) пачка органогенно-обломочных известняков с раковинами гастропод перекрывает устричник;

4) разрез венчается оолитовыми, оолито-фораминиферовыми и оолито-гастроподовыми известняками и доломитами.

Суммарная мощность горизонта 10—15 м. С юга на север он постепенно уменьшается в мощности, причем вначале выклинивается пачка 1, затем 2, 3 и, наконец, весь горизонт выпадает из разреза палеогена, чаще всего замещаясь глыбами размытого сузакского горизонта. Таким образом, в строении нижнего алайского карбонатного горизонта отражается трансгрессия палеогенового моря в направлении с юга на север.

В ряде предыдущих работ было показано, что антиклинальные поднятия района развивались как типичные конседиментационные структу-

ры и активно влияли на многие стороны карбоната накопления в алайское время (Холодов и др., 1956, 1957). Так, по направлению к присводовым частям антиклиналей уменьшается мощность алайского карбонатного горизонта в целом, возрастает среднее содержание CaCO_3 , уменьшается среднее количество доломита и падает мощность базальных конгломератов. Иначе говоря, не вызывает сомнения, что на фоне общих региональных изменений литологического состава карбонатных отложений имели место местные, локальные отклонения, связанные с ростом тектонических поднятий; они существенно осложняли общую фациальную картину в век отложения осадков нижнего горизонта алайского яруса палеогена.

II

Карбонатные породы, окрашенные в розовые тона, в отложениях алайского горизонта чаще всего встречаются в пределах наиболее восточной гряды палеогена (АА). Здесь они были прослежены нами в отложениях сузакского (I) и алайского ярусов (II, III) на протяжении всей квесты (фиг. 2) ¹.

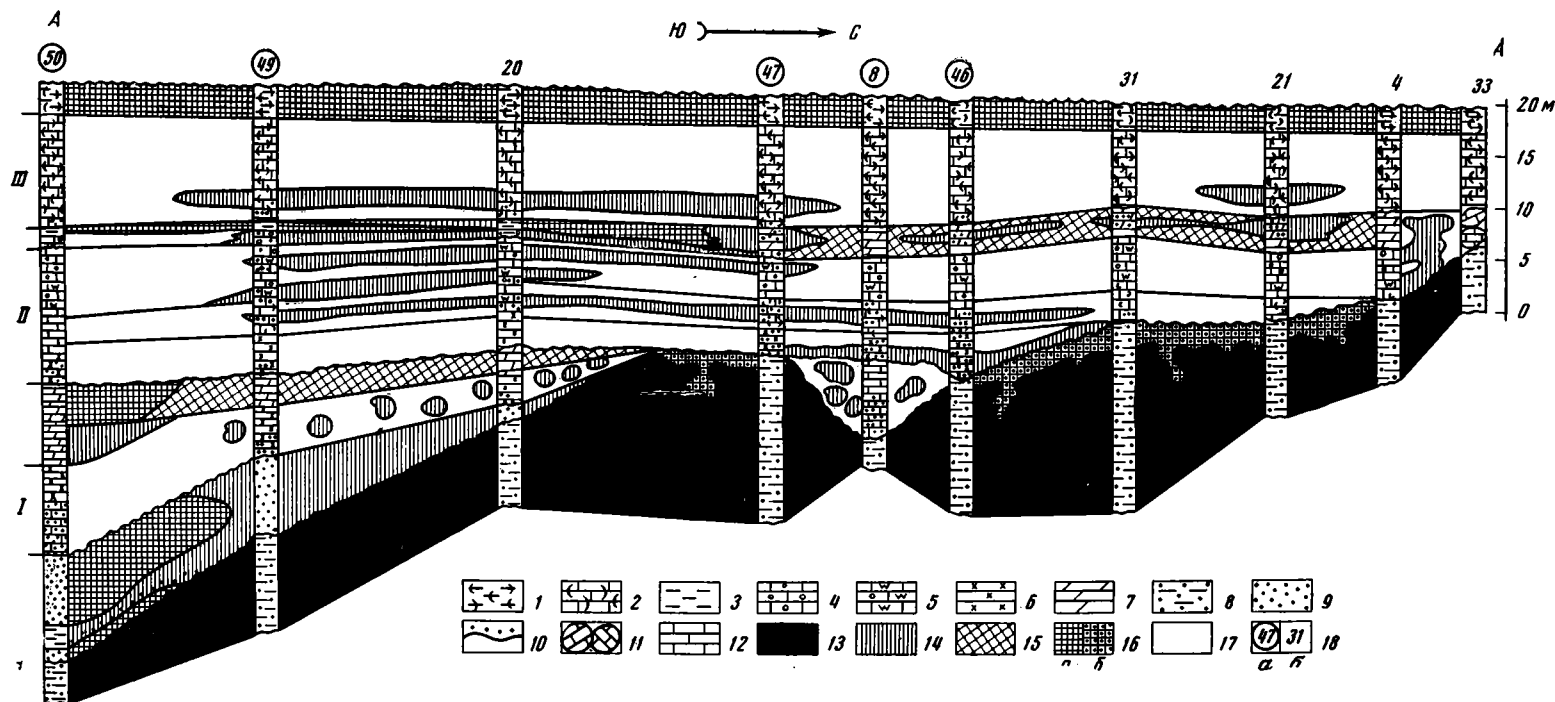
На схеме хорошо видно, что по окраске пород, слагающих разрезы, в изученном профиле, грубо говоря, различимы три части: мел-палеогеновые хлидолиты, окрашенные в кирпично-красный цвет; карбонатные отложения палеогена, окрашенные в белый или желтовато-белый цвет с разнообразными оттенками, и туркестанские терригенно-глинистые породы зеленовато-серых или зеленовато-табачных тонов.

С литологической точки зрения в профиле АА наиболее полные разрезы палеогеновых отложений распространены на юге. Здесь на красноцветных плохо отсортированных терригенно-глинистых толщах мела — палеогена залегают сузакские пестроцветные терригенно-карбонатные отложения (фиг. 2, I), окрашенные в зеленые, желтые и сиреневые цвета (обнажение 50—20). К северу эти толщи трансгрессивно срезаются алайскими карбонатными горизонтами (фиг. 2, II, III); по-видимому, только этим обстоятельством можно объяснить отсутствие сузакских отложений между обнажениями 20 и 47. Далее, к северу, отдельные глыбы сузакских карбонатных пород иногда подстилают карбонатные отложения (обнажение 8), но затем они вновь исчезают, и на всем протяжении гряды от обнажения 46 до обнажения 4 карбонатный горизонт II алайского яруса со следами глубокого размыва залегает непосредственно на красноцветах мела — палеогена. Только севернее обнажения 4, в том месте, где нижний алайский горизонт полностью выклинивается, на уровне его верхней пачки в разрезе вновь появляются глыбы сузакских фарфоровидных известняков.

Прежде чем перейти к описанию общих закономерностей распределения розовой окраски в породах нижнего алайского горизонта, следует хотя бы в общих чертах составить представление о цветовой характеристике подстилающих мел-палеогеновых пород.

Отличительной чертой этих отложений является то, что они сложены главным образом хлидолитами — плохо отсортированными породами, в которых обломочный материал варьирует от размеров гальки и гравия до тонких алевропелитовых частиц. Порода цементируется плотным глинисто-карбонатным цементом. Если не считать сравнительно редких линзовидных прослоев конгломератов и гравелитов, вся мел-палеогеновая толща представляет собой типичный региональный водоупор. Эта особенность красноцветов делает их чрезвычайно важным объектом при генетических построениях, поскольку почти полностью исключает воз-

¹ При изучении закономерностей распределения розовой окраски в карбонатных отложениях профиля автор в значительной мере опирался на данные литолого-фациальных исследований, ранее выполненных здесь Г. В. Комаровой.



Фиг. 2. Распределение окраски в профиле палеогеновых отложений (литология по Г. В. Комаровой)

1 — глины с включениями раковин устриц; 2 — известняк-устричник; 3 — глины; 4 — оолитовые известняки; 5 — органогенно-оолитовые известняки; 6 — доломиты; 7 — мергели; 8 — хлидолиты (плохо отсортированные породы); 9 — песчаники или включения терригенного материала в другие породы; 10 — размыт и базальный конгломерат;

11 — глыбы сузакских фарфоровидных известняков; 12 — известняки; цвет: 13 — кирпично-красный, 14 — розовато-фиолетовый, 15 — желтовато-серый, 16 — зеленый (а) и зеленовато-белый (б), 17 — белый или желтовато-белый; 18 — номера обнажений: по Е. М. Шмариовичу, 1971 (а), по Г. В. Комаровой (б); ярусы: I — сузакский, II, III — алайский

возможность эпигенетической окраски пород. Можно поэтому предполагать, что та кирпично-красная окраска мел-палеогеновых отложений, которая обычно преобладает во всех обнажениях района, присуща этой толще пород изначально и имеет сингенетическое происхождение.

Микроскопическое изучение образцов мел-палеогеновых хлидолитов показало, что их кирпично-красная окраска обусловлена присутствием гидроокислов железа, встречаемых в четырех несколько различных формах: 1) сростках гематита, гидрогематита и гетита с халцедоном; 2) зернах гематита, окруженных оторочкой гидратированных окислов железа (гидрогематита, гетита) или лишенных такой оторочки; 3) сгустках и импрегнациях гидрогематита и гетита в цементе породы; 4) тонкодисперсно рассеянных гидроокислах железа, равномерно окрашивающих глинистый цемент породы в бурый цвет.

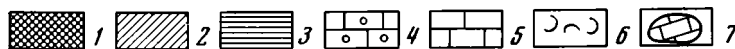
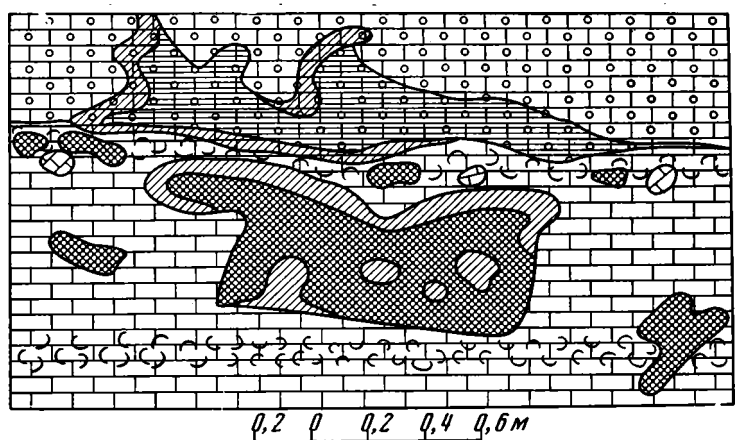
Количественно в породах бесспорно преобладают две последние формы нахождения железа. Суммарное содержание этого элемента в породах, по данным химической лаборатории Геологического института АН СССР, 2—2,8%.

Не вызывает сомнения, что сростки гематита с халцедоном, как и зерна гематита, были принесены в осадок аллотигенным путем. По-видимому, то же можно сказать относительно сгустков, импрегнаций и тонкодисперсных включений гидроокислов железа, хотя часть этих образований могла также сформироваться аутигенным путем, за счет гидратации терригенных включений на стадиях диагенеза и выветривания.

Карбонатные отложения палеогена, особенно в тех участках, где они непосредственно залегают на мел-палеогеновых красноцветах, спорадически окрашиваются в розовый с фиолетовым оттенком цвет; он характерен не только для сузакского карбонатного горизонта, где розовая окраска время от времени проявляется в виде реликтовых пятен (фиг. 2), но и для обоих алайских горизонтов, где в центральной части профиля прослеживаются отдельные пласты розовых известняков и доломитов, а в северных обнажениях, в местах фациального выклинивания, развивается пятнистая розовая окраска всей толщи в целом.

Розовая окраска в нижней пачке алайского карбонатного горизонта (II) очень широко распространена на участке между обнажениями 47 и 31. Здесь значительно возрастает мощность базального конгломерата, а размеры отдельных галек достигают 15—20 см. Весьма характерно, что именно в этом районе среди галек разнообразных эффузивов, песчаников и сланцев нами были встречены окатанные обломки гематит-халцедоновой породы, окрашенной в красновато-фиолетовый цвет и сильно лимонитизированной по трещинам и периферии. Кверху, по направлению к кровле пачки, размеры крупных обломочных включений в доломите быстро уменьшаются и соответственно все чаще в породе получает распространение пятнистая розовая окраска. Характерно, что распределение розовых пятен в доломите обычно пространственно связано со скоплением обломочных (гравийных) частиц.

Вышележащая пачка известняков-устричников в наиболее прибрежной своей части местами также сильно обогащается железистым обломочным материалом. Так, в районе обнажения 21, в верхней его части, мы обнаружили глыбу гематит-халцедоновой породы размером 1,10 × 0,60 м (фиг. 3). Вблизи ее найдены обломки меньших размеров, но очень сходные по составу. Характерно, что в различных частях гематит-халцедоновая порода сильно лимонитизирована, а в свою очередь зона лимонитизации местами заметно изменена более поздними восстановительными процессами. Следует отметить, что по минералогическому составу неизмененная часть глыбы совершенно тождественна ранее описанным железистым галькам палеозойских пород в основании базального конгломерата. Южнее, в районе обнажений 49—46, в средней части



Фиг. 3. Глыба гематит-халцедоновой породы в устричнике (зарисовка)

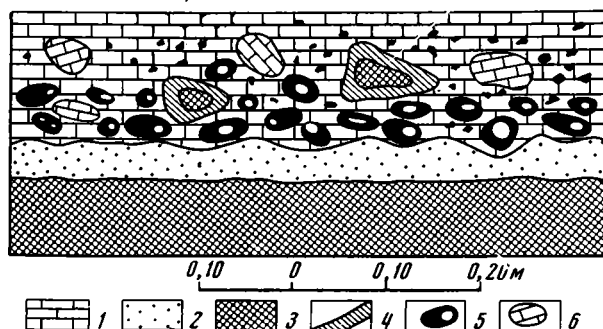
1 — слабоизмененная порода вишнево-красного цвета; 2 — лимонитизация; 3 — зона восстановления зеленовато-белого цвета; 4 — оолитовые известняки; 5 — известняки-устричники; 6 — включения обломков устриц; 7 — обломки фарфоровидных сузакских известняков

той же пачки, которая сложена скоплениями многочисленных обломков раковин устриц рода *Ostrea* и заметно обогащена тонким гравийным и песчаным обломочным материалом, появляется слой, густо окрашенный в розовые тона. С небольшими перерывами розовая окраска устричника прослеживается на 3—3,5 км. Под микроскопом хорошо видно, что мергелистый цемент устричника, заметно насыщенный обломками раковин серпул, содержит включения зерен гематита, сростки обломочного халцедона с гематитом и гидратированными окислами железа, сгустки и импрегнации гидрогематита и гетита в ядрах гастропод и серпул и широко рассеянные во всей породе очень мелкие включения точечных гидрокислов железа. Очевидно, что все формы нахождения красящего вещества (за исключением, пожалуй, гидрокислов железа, рассеянных в глинистом материале), типичные для подстилающих красноцветов мел-палеогенового возраста, можно обнаружить и в устричнике карбонатного горизонта.

В результате подмеченной аналогии в распространении хромофоров вполне естественно возникает мысль о сингенетическом происхождении розовой окраски устричника. Как мы увидим далее, эта мысль находит свое подтверждение и в ряде других фактов.

В породах вышележащей пачки органогенно-обломочных и оолитовых известняков, венчающей разрез нижнего алайского карбонатного горизонта (II), розовая окраска встречена дважды (фиг. 2).

В самой северной части изученного профиля, в районе обнажения 33, пачка розовых органогенно-оолитовых известняков мощностью до 2—2,5 м содержит много гравийного обломочного материала, местами имеет косослоистую текстуру и переслаивается с тонкой палыгорскитовой глиной, окрашенной в розовато-сиреневый цвет. Мощность прослоев розовой глины 0,10—0,20 м. Под микроскопом отчетливо видно, что глина содержит огромное количество мельчайших обломков и зерен гидрогематита; они-то и являются основным хромофором. Можно, по-видимому, думать, что плотные, плохо проницаемые палыгорскитовые глины сохранили реликты железосодержащих терригенных зерен, которые обильно поступали в алайский палеоводоем с прилегающей суши.



Фиг. 4. Контакт верхнего карбонатного горизонта алайского яруса (III) с промежуточной пачкой (зарисовка)
1 — известняки-устричники; 2 — песчаник; 3 — алевролит розового цвета; 4 — зона вторичного восстановления алевролита (в обломках); 5 — гальки палеозойских пород; 6 — гальки сузакских известняков

В центральной части профиля, между обнажениями 49 и 47, в оолитово-органогенных известняках и доломитах той же пачки отчетливо выделяются три линзовидных прерывистых розовых прослоя, вытянутых на 2—2,5 км. Как и во всех предыдущих случаях, в интервалах развития розовой окраски пород отмечается увеличение содержания терригенного материала. При изучении розовых пород под микроскопом в первую очередь обращают на себя внимание крупные зерна гематита, которые нередко, как и обломки халцедона и кварца, слагают ядра карбонатных оолитов. Кроме гематитовых зерен-обломков в цементе породы широко распространены сгустки гидрогематита и гетита; последние количественно преобладают и являются главными носителями розового цвета породы.

Любопытно, что розовая окраска карбонатных пород, как и распределение в них обломочного, терригенного материала, никак не связана с их общей химической характеристикой; в розовый цвет бывают окрашены и известняки, и доломиты.

В том районе, где широко распространены линзовидные, иногда прерывистые, пластообразные прослоя розовых пород обнажения 49, 20, 47), в кровле горизонта наблюдаются слабые следы местных размывов. Самый верхний розовый прослой, по всей вероятности, может быть отнесен уже к промежуточной пачке мергелей, алевролитов и глин, разделяющей алайские карбонатные горизонты II и III.

Породы промежуточной пачки в пределах обнажений 49—47 (фиг. 2) испытывают резкие фациальные изменения; здесь в разрезе вместо желтовато-серых мергелей, спорадически окрашенных в пятнистый розовый цвет, появляются розовые алевролиты, тонко переслаивающиеся с зеленовато-серыми мергелями. Под микроскопом видно, что алевролиты состоят из обломков кварца, халцедона, чешуек слюд и зерен гематита, сцементированных карбонатно-глинистым, сильно ожелезненным цементом; в нем очень тонко рассеяны мельчайшие сгустки гидрогематита, гетита и лимонита.

С глубокими карманами, базальным конгломератом и другими следами размыва на породах промежуточной пачки залегает верхний алайский карбонатный горизонт (III). В обнажении 47 в основании этого горизонта среди галек палеозойских эффузивов, сланцев и сузакских фарфоровидных известняков нами были встречены крупные (до 8—10 см в диаметре) обломки розовых алевролитов, слагающих промежуточную пачку (фиг. 4). Обломки восстановлены в периферической части, где их окраска сменяется на зеленовато-серую, но в центре они сохраняют розовый цвет, столь типичный для описанных нами выше линзовидных прослоев. Приведенный факт еще раз свидетельствует в пользу того, что розовая окраска карбонатных и терригенно-глинистых пород имеет общее происхождение и скорее всего возникла в результате привноса значительного количества обломочного гематита в алайский палеоводоем.

Вполне вероятно, что часть красящего материала поступала в морской водоем непосредственно из палеозойского обрамления; об этом позволяют говорить находки галек и глыб гематит-халцедоновых пород, включенных в состав карбонатных отложений. Однако следы глубокого размыва сузакских толщ, непосредственное налегание алайских известняков на мел-палеогеновые красноцветы и сходство в формах нахождения красящего материала позволяют думать, что не последняя роль в появлении розовой окраски в карбонатных отложениях принадлежала переотложению ранее сформированных мел-палеогеновых хлидолитов.

Попытки проследить развитие пластовой розовой окраски в отложениях нижнего карбонатного горизонта по другим обнажениям района привели к выводу, что в целом она довольно редка. Так, она полностью отсутствует в карбонатных породах алайского горизонта (II) в квестах ББ, ВВ, не типична для отложений этого времени в гряде ГГ и получает распространение только в пределах средней части гряды ДД (фиг. 1). Нельзя при этом не заметить, что в этой части района распределение розовой окраски весьма сходно с тем, что уже было описано нами выше при рассмотрении профиля АА (фиг. 2). Здесь также пятнисто окрашен в розовато-фиолетовый цвет сузакский карбонатный горизонт, а в алайском горизонте II розовая окраска прослеживается в базальном конгломерате (гравелите), устричнике и двух прослоях органогенно-оолитовой пачки. Мало того, даже промежуточная пачка, разделяющая оба алайских карбонатных горизонта (II, III), в этом районе также окрашена в розовые тона.

Как будет показано в следующем разделе, розовая окраска карбонатных пород в обнажениях довольно эфемерна; под действием современных почвообразующих процессов она легко смещается относительно пластов-носителей или полностью исчезает в определенных интервалах, в результате чего широкое развитие получают обеленные породы. В связи с этим полное отсутствие розовых пластов не всегда может толковаться как первичное явление.

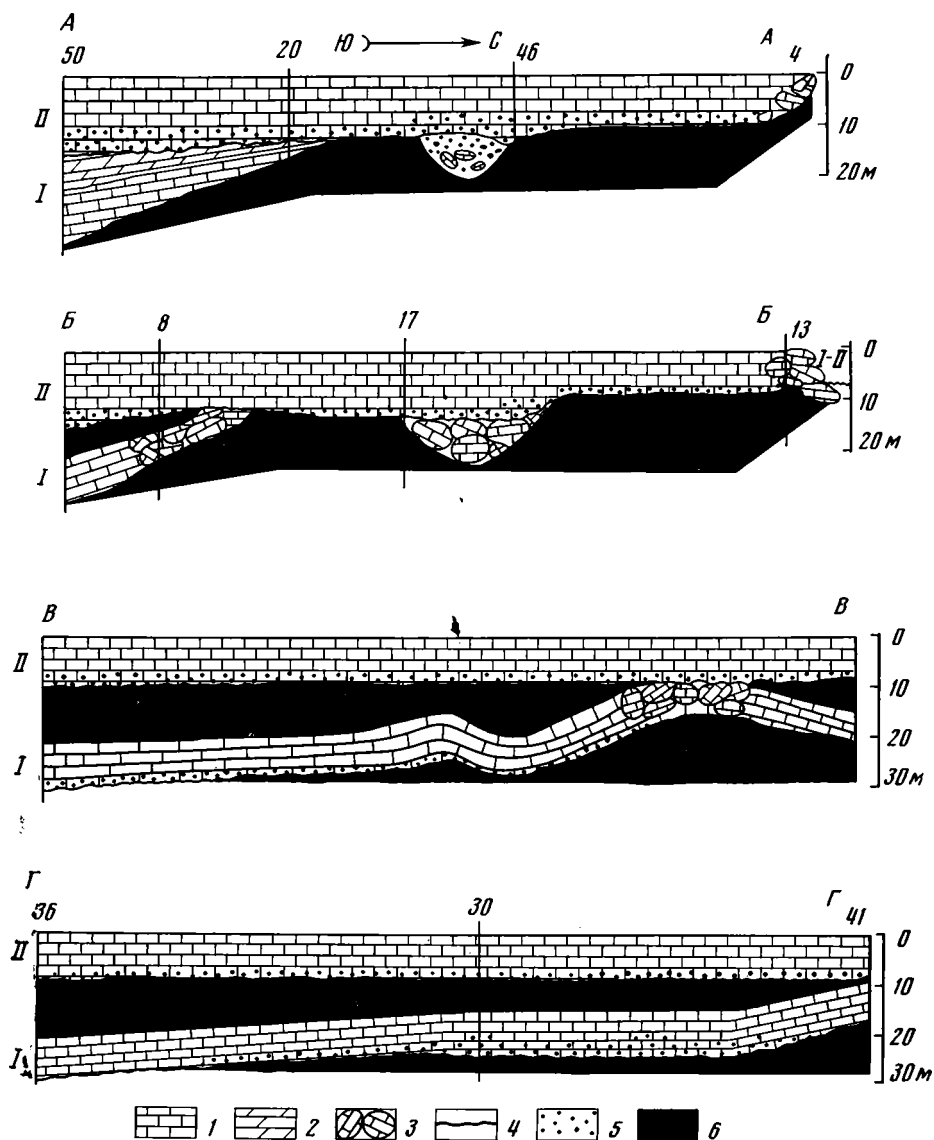
Грубо реконструируя ареал распространения розовых карбонатных осадков в нижнеалайское время, можно считать, что он охватывал всю северо-восточную часть района, причем южная граница окрашенных гематитом карбонатных илов проходила примерно вдоль линии, соединяющей обнажение 49 профиля АА и обнажение 15 профиля ДД (фиг. 1).

Две кардинальные особенности геологического строения исследуемой территории позволяют объяснить такое своеобразное распространение розовых окрасок в алайском горизонте.

Первая своеобразная черта геологической истории рассматриваемой площади заключается в том, что в послесузакское или предалайское время ряд блоков, входящих в ее состав и прилегающих к ней, испытывали восходящие движения. Распространенные здесь сузакские и меловые отложения оказались частично размытыми, и алайский карбонатный горизонт лег на подстилающие толщи с угловым и азимутальным несогласием.

Очень важно подчеркнуть, что величина несогласия и амплитуда эрозионного среза в предалайское время на территории района не остаются постоянными, как следует из анализа схематических профилей (фиг. 5); обе эти величины возрастают с запада на восток, достигая максимума в уже описанном нами выше профиле АА. Иначе говоря, анализ взаимоотношений сузакско-меловых и алайских отложений приводит к выводу, что наиболее интенсивные поднятия в предалайское время имели место в восточной части района.

Эти данные хорошо увязываются с распределением обломочного материала в нижнем алайском карбонатном горизонте. В самом деле, в пределах профиля ББ, по материалам Г. В. Комаровой, размеры галек в базальном конгломерате редко достигают 7—8 см, в среднем 2—3 см. Су-



Фиг. 5. Схематические разрезы, характеризующие взаимоотношения мел-палеогеновых красноцветов, сузакских (I) и алайских (II) известково-доломитовых пород в различных частях района
 1 — известково-доломитовые породы; 2 — мергели; 3 — глыбы сузакских известняков; 4 — поверхность несогласия; 5 — базальный конгломерат; 6 — красноцветы; арабские цифры сверху — номера разрезов; числа на разрезах — номера обнажений

ущественно возрастают размеры галек палеозойских пород в профиле АА. Здесь в отдельных случаях они достигают 15—20 см, а в среднем 5—10 см. Любопытны данные того же исследователя по среднему содержанию нерастворимого остатка (преимущественно обломочный материал) в карбонатных породах верхней, оолитово-органогенной пачки алайского горизонта II: в профиле ББ 1,61—2,40, тогда как в пределах квесты АА—1,52—6,19%.

Словом, не вызывает особого сомнения наличие в предалайское время на востоке значительно приподнятых площадей; они-то, по-видимому, и служили главным поставщиком обломочного материала, причем дале-

ко не последнюю роль в этом процессе играли мел-палеогеновые крас-ноцветы.

Вторая особенность района заключается главным образом в составе и геологическом строении палеозойского обрамления. Действительно, как это было установлено многими исследователями, крупное нарушение делит его на две части, существенно различающиеся между собой по геохимическому облику.

Девонские эффузивные толщи, широко развитые в северо-восточной части региона (фиг. 1), представлены порфиритами, порфирами, туфами, туфобрекчиями, туффитами и кремнистыми породами, содержащими повышенное количество окисного железа (гематита). Окраска этих образований фиолетовая, красно-бурая, красная, фиолетово-серая. В отличие от них силурийские отложения и связанные с ними нижнедевонские эффузивы, распространенные в северо-западной части района, представлены песчаниками, алевролитами и сланцами, а также порфиритами, туфами и туффитами, содержащими несравнимо меньшее количество минералов железа, причем основная его масса, по-видимому, в них находится в закисной форме. При картировании главным отличительным признаком этих пород является темная зеленовато-серая, сиренево-серая и черная окраски.

Таким образом, распространение розовой окраски в карбонатных отложениях палеогена в значительной мере является унаследованным. Существование на востоке палеозойских сооружений, сложенных породами, резко обогащенными гематитом, нашло отражение позднее, во время накопления карбонатных илов алайского века.

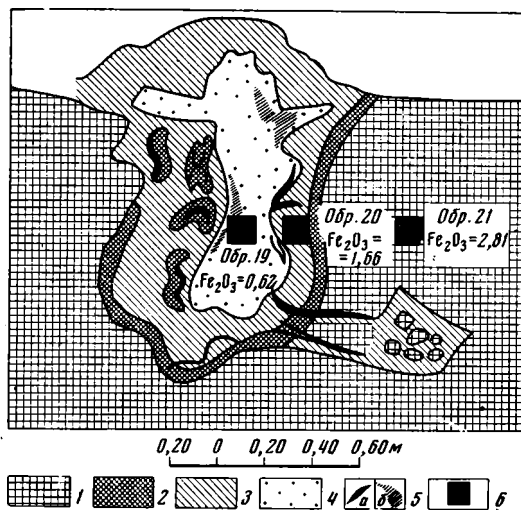
III

При планомерном прослеживании пластов карбонатных пород, окрашенных в розовый цвет, вдоль квесты палеогена, довольно часто встречаются участки, на которых эта окраска расплывается, размазывается по всей толще, частично исчезает, и, таким образом, сплошность розового прослоя прерывается. В других участках, наоборот, вся карбонатная толща в целом окрашивается в розовые тона, и проследить первичную окраску отдельных слоев на некотором расстоянии не представляется возможным.

Понять причины такой непрочности розового цвета в обнажении помогают наблюдения за поведением мел-палеогеновых красноцветов, подстилающих исследованный нами карбонатный горизонт в профиле АА (фиг. 2). Напомним, что мел-палеогеновые кирпично-красные, плохо отсортированные терригенные породы с глинисто-карбонатным цементом являются хорошим водоупором; в них трудно ожидать развития интенсивных эпигенетических явлений, связанных с деятельностью пластовых вод, и это упрощает некоторые генетические истолкования.

Как это было видно на фиг. 2, в верхней части мел-палеогеновой толщи, но только там, где на ней залегает алайский карбонатный горизонт, кирпично-красная окраска пород сменяется зеленовато-белой. Мощность зеленовато-белой полосы 1,5—2,5 м, причем нижняя ее граница нередко сечет слоистость терригенных пород, а литолого-петрографический облик пород выше и ниже границы практически не изменяется; лишь иногда одновременно с изменением окраски увеличивается карбонатизация хлидолитов. Граница красной и зеленой зон весьма волниста и прихотлива.

Судя по имеющимся в нашем распоряжении анализам, изменение цвета при переходе от кирпично-красных к зеленовато-белым породам сопровождается выносом железа. Действительно, если в красноцветных хлидолитах содержание Fe_2O_3 звал достигает 2,0—2,8%, то в зеленовато-белых разностях оно падает до 0,25—0,29%.



Фиг. 6. Сталактитоподобное обеление (зарисовка)

1 — кирпично-красная окраска; 2 — ярко-зеленая окраска; 3 — зеленовато-белая окраска; 4 — обеление; 5 — следы перемещения железа: а — прожилки, выполненные вишнево-красным гидрогематитом (?), б — лимонитизация; 6 — места взятия проб

Вблизи границы между кирпично-красными и зеленовато-белыми хлидолитами, в красноцветной части разреза, очень часто встречаются крупные зеленовато-белые карбонатизированные пятна и тела. Размеры их $0,20 \times 0,50$ — $1,5 \times 3,0$ м, причем во всех случаях длинные оси вытянуты сверху вниз.

Обычно они осложняют границу между красными и зеленовато-белыми породами, сливаясь с зеленой полосой вверх и резко пересекая напластование хлидолитов вниз. В этом случае они напоминают сосульки или сталактиты, как бы прикрепленные к границе между разноокрашенными породами.

Пятна и тела, морфологически очень сходные с описанными, встречаются и в других частях обнажения красноцветных мел-палеогеновых толщ, иногда на расстоянии 10—15 м по мощности от нависающего карниза карбонатных пород. Верхняя граница обеления бывает в них очень распылчатой, нижняя — четкой и каплевидной по форме.

Любопытно, что появлению каждого зеленовато-белого тела или пятна в красноцветах отвечает соответствующая промоина в карнизе нависающего выше карбонатного горизонта. Иногда здесь встречается зона вертикальных трещин, иногда вертикальная ниша или простое углубление, однако во всех случаях в них видны разводы, выцветы солей и другие следы воды, стекающей в дождливое время с квесты.

В районе обнажения 31, на квесте АА, нами для примера была более подробно задокументирована крупная сталактитоподобная зона отбеливания (фиг. 6). Здесь на участке размером $0,70 \times 1,50$ м кирпично-красная окраска мел-палеогеновых хлидолитов сменяется зеленоватой, причем наиболее яркий зеленый цвет как бы оконтуривает периферию зоны. Внутренняя часть исследуемого образования окрашена в белый цвет и в отвесной стене обнажения выдается на манер овального барельефа. Зеленая зона сталактитоподобного отбеливания, а местами и краевая часть внутренней белой зоны несут на себе следы интенсивного перераспределения гидроокислов железа в виде прожилков гидрогематита (?)

Долгое время казалось, что такое обесцвечивание пород связано с экзодиагенетическим воздействием алайского карбонатного бассейна в момент трансгрессивного срезания мел-палеогеновой толщи. Однако в западных частях района хорошо видно, что в аналогичных участках, где соприкасаются между собой мел-палеогеновые красноцветы и карбонатные алайские отложения, изменения цвета на той же литологической границе не происходит.

Мало того, в стенках искусственных углублений вблизи обнажения 33 (на профиле АА) видно, что по мере удаления от дневной поверхности зона зеленовато-белых пород уменьшается в мощности с 3—4 до 1,5—1 м; это позволяет предположить, что обесцвечивание красноцветов связано с современными поверхностными явлениями.

№ образцов	Содержание, %				Fe_2O_3 на бескарбонатное вещество
	Fe_2O_3	CO_2	CaCO_3 , рассчитанный по CO_2	бескарбонатное вещество	
21	2,81	12,65	28,76	81,24	0,034
20	1,70	8,55	19,44	90,56	0,018
19	0,62	32,05	72,90	27,10	0,022

вишнево-красного цвета; местами пятнами распространена более поздняя лимонитизация.

В образцах горных пород, отобранных из разных геохимических зон изученного образования, в химической лаборатории Геологического института АН СССР было определено содержание валового железа и углекислоты (таблица). Очевидно, что в направлении к центру зоны отбеливания осуществляется эпигенетический вынос железа и карбонатизация хлидолитов. При этом не вызывает сомнения, что удаление железа наиболее интенсивно протекает в ходе его восстановления, на границе между красными и зелеными породами.

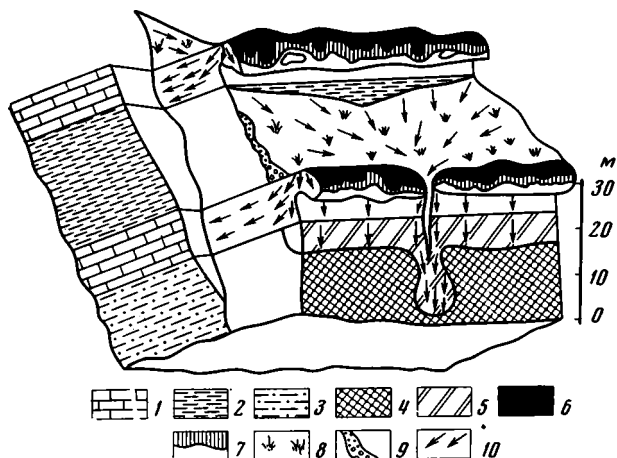
Этот же вывод хорошо совпадает с наблюдениями в прозрачных шлифах. Действительно, в неизменной зоне обнажения (фиг. 6, обр. 21) терригенная часть породы складывается крупными и мелкими остроугольными обломками кварца, халцедона и плагиоклазов, среди которых распространены чешуйки слюды и зерна гематита. Весь этот обломочный материал цементируется смесью мелкокристаллического кальцита и тонкодисперсного глинистого вещества, окрашенного сгустками гидрогематита и гетита, а также рассеянными точечными включениями гидроокислов в красно-бурый цвет.

В зеленовато-белой зоне (фиг. 6, обр. 20) глинистый цемент почти полностью обесцвечивается за счет удаления гидратированных окислов (гетит, гидрогематит), размеры кристаллов и общее количество кальцита в породе возрастает (возможно, появляется примесь сидерита (?), и обломки плагиоклазов начинают постепенно замещаться карбонатными минералами).

Наконец, в зоне отбеливания (фиг. 6, обр. 19) в цементе породы начинают заметно преобладать карбонаты, от обломков плагиоклазов остаются одни реликты, а местами можно встретить даже терригенные зерна халцедона, частично замещенные кальцитом. Любопытно, что сростки гематита с халцедоном и зерна гематита обладают гораздо большей устойчивостью, нежели гидратированные окислы железа и, примерно в тех же количественных соотношениях, что и в неизменных породах, сохраняются в наиболее преобразованных участках толщи.

Характерная форма сталактитоподобных участков отбеливания, их вертикальная ориентировка и широкое распространение по мощности красноцветной толщи, практически непроницаемой для пластовых вод стадии катагенеза, несомненная связь, существующая между локализацией сталактитоподобных зон отбеливания и рельефом обнажения вышележащего карбонатного горизонта, наконец, редкие, но очень выразительные находки участков отбеленных современных осыпей однозначно свидетельствуют в пользу того, что они образовались под действием дождевых и почвенных вод, стекающих с квесты.

Предполагаемая схема процесса отбеливания изображена на фиг. 7, где построена упрощенная блок-диаграмма изученной квесты. В нижней ее части вертикальную стенку обнажения составляют красноцветные хлидолиты, выше располагается выдающийся в виде сильнозакарстованного карниза алайский карбонатный горизонт, над ним покрытая мало-



Фиг. 7. Блок-диаграмма, воспроизводящая рельеф квесты и предполагаемое движение почвенных вод

1 — известково-доломитовые породы; 2 — зеленые и табачные туркестанские глины; 3 — красноцветные хлидолиты; 4 — кирпично-красная окраска; 5 — зеленовато-белая окраска; 6 — лишайники; 7 — зона поверхностной глинизации карбонатного карниза; 8 — распространение травы и кустарника; 9 — почва и элювий; 10 — предполагаемое движение почвенных вод

мощным почвенным слоем и разнообразной растительностью пачка зеленовато-серых и табачных глин, а еще выше вновь получает распространение сильно разрушенный на поверхности карбонатный туркестанский горизонт, местами бронирующий гряды.

В дождливое время питание нижнего карбонатного горизонта осуществляется главным образом за счет тех почвенных вод, которые медленно скатываются вниз по пологой осыпи, промывая почвенный слой, прикрывающий зеленые или табачные глины. Естественно, что эти воды в своем движении принаравливаются к рельефу, стремясь максимально заполнить ложбины и впадины.

Достигая кровли нижнего карбонатного горизонта, поверхностные воды разделяются. Одна их часть, продвигаясь вдоль карбонатной брони, в конце концов достигает промоины или места стока и падает на вертикальную стенку красноцветов, оставляя на ней неизгладимые следы в виде отбеливания и карбонатизации, напоминающие по форме сталактиты, другая — медленно просачивается сквозь выдающуюся часть карбонатного карниза и производит большую работу по растворению и закарстованию обнажения. Определенную роль в этом процессе играют также лишайники, постоянно покрывающие верхнюю, наиболее сохранившуюся часть карниза. В конце концов эти воды проникают к подошве карбонатного горизонта и увеличивают тот сплошной фронт отбеливания в подстилающих красноцветах, который медленно продвигается сверху вниз вблизи от дневной поверхности; в обнажении ему отвечает выдержанная полоса зеленовато-белых хлидолитов под карбонатным горизонтом II. Наконец, третья часть почвенных вод проникает внутрь карбонатного горизонта и уходит по нему вглубь, пополняя запасы пластовых вод.

Следует подчеркнуть, что изученный район располагается в зоне жаркого и засушливого климата. Средняя годовая температура воздуха здесь 11°C при колебаниях от -25 до $+40,7^{\circ}\text{C}$. Количество выпадающих осадков в среднем составляет 330 мм/год , варьируя в разные годы от 260 до 448 мм/год .

В условиях такого полупустынного климата основная масса осадков выпадает зимой и весной. Именно в весеннее время квесты покрываются густым покровом разнообразных трав и в биологический круговорот вовлекаются значительные массы растительного вещества и продуктов его жизнедеятельности. Как показали исследования А. Н. Розанова (1951), В. А. Ковды (1954), А. И. Перельмана (1955) и др., в типичных сероземах (а в районе наших исследований развиты именно сероземные почвы) низкое содержание гумуса отражает не малое количество органи-

ческого вещества, поступающего в почву, а интенсивность процессов его разложения. Усиленное поступление гумусового вещества в почвенные воды вызывает развитие карбонатного оглеения, следы которого и фиксируются на границе между резко восстановленными (зеленые глины над карбонатным горизонтом) и окисленными породами (кирпично-красные хлидолиты, подстилающие карбонатный горизонт).

Возможно, значительную роль в интенсификации оглеения играет то обстоятельство, что в области питания вод, в верхней части квесты, почвы развиваются на зеленоцветных коренных породах и гумус в них практически не расходуется на восстановительные реакции. Поэтому в области разгрузки почвенных вод, в пределах карбонатного горизонта и подстилающих его красноцветов, восстановительная способность гумусового органического вещества реализуется особенно сильно. Высказанное предположение хорошо согласуется с отсутствием видимых следов оглеения в подошве карбонатного горизонта, залегающего на красноцветах в тех частях района, где верхняя часть квесты оказалась полностью эродированной и известняки алайского яруса одни бронируют пологий склон обнажения.

После окончания весенних дождей травы частично выгорают, и местность до следующей весны приобретает пустынный вид. Механизм, вызывающий закарстование обнаженной поверхности известняка и отбеливание красноцветов, притормаживается, и вся гряда в целом продолжает разрушаться по схеме, типичной для аридного климата: под действием ветра, разности температур, высаливания и других процессов.

Если объяснение, которое мы даем наблюдаемым явлениям оглеения в красноцветных толщах мела, справедливо, становятся понятными и те многочисленные случаи миграции гидроокислов железа и вторичного отбеливания по трещинам, которые были встречены нами в породах карбонатного горизонта и подробно разобраны в одной из предыдущих работ (Холодов, 1972, фиг. 1, 2). Напомним, что в этой статье мы описали довольно многочисленные случаи, когда розовая окраска, весьма типичная для отдельных пластов известково-доломитовых пород и имеющая, по-видимому, сингенетическое происхождение, на тех участках гряды АА, где развивается система вертикальных трещин, смещается по отношению к первично окрашенным прослоям сверху вниз. При этом розовые пятна, возникновение которых обусловлено присутствием в карбонатных породах гидрогематита, гетита и других гидроокислов, могут располагаться и среди ранее отбеленных пород и даже накладываться на зеленоцветные прослои.

Местами в обнажении попадают такие зоны, где первичный розовый цвет уничтожается полностью и его прошлое присутствие можно восстановить только по отдельным реликтам. Обычно пространственное положение таких участков тесно коррелируется со степенью разрушенности всей квесты, расположением зон трещиноватости, закарстованностью внешней поверхности карбонатного горизонта и многими другими. подчас чисто геоморфологическими факторами.

Особое место занимают те сравнительно редкие случаи, когда весь карбонатный горизонт, включая сингенетично окрашенные прослои, локально окрашивается в розоватые и красновато-бурые тона. При этом явно эпигенетическая окраска, связанная с теми же поверхностными явлениями, которым посвящен данный раздел статьи, «накладывается» на все более ранние окраски.

Природа таких вторично ожелезненных участков не совсем ясна, но кажется бесспорной их связь с крупными тектоническими смещениями различных блоков палеогеновых пород; в результате поднятий на некоторых участках красноцветные меловые толщи оказываются гипсометрически выше пород карбонатного горизонта. Возможное объяснение этого явления заключается в том, что оглеение красноцветов здесь про-

исходило не ниже известково-доломитовых отложений, как это показано на фиг. 7, а выше; в результате значительные массы выносимого железа вымывались в породы карбонатного горизонта и пятнисто окрашивали их в красноватые тона.

Заканчивая изложение материала, нужно отметить, что в своей статье мы ограничились рассмотрением лишь тех явлений, следы которых наиболее ясно зафиксированы в обнажениях карбонатных пород. Очевидно, что полная история эволюции цветовой характеристики пород карбонатного горизонта включает несравненно более сложные процессы стадий диагенеза и катагенеза и требует изучения гораздо больших площадей, заключенных в погруженных частях синклинальных структур. К сожалению, эта задача в свое время не была решена и данные, полученные в наиболее погруженных участках района, не были достаточно надежно увязаны с результатами исследования обнажений. Обоснованное решение этой задачи — дело более или менее отдаленного будущего.

Следует также иметь в виду, что выводы о природе красноцветной окраски и обеления карбонатных пород, полученные в результате изучения данного конкретного района, нельзя без соответствующих поправок распространять на все карбонатные породы в целом. Хотя попытки синтеза данных о цветовой характеристике карбонатных отложений и имели место во многих обобщающих работах (Теодорович, 1950; Данчев, 1957; Швецов, 1958; Мильнер, 1968), представляется весьма справедливым мнение проф. С. Е. Блеквельдера: «...цвет каждого осадочного пласта должен рассматриваться как проблема, к которой нельзя прибегать без разбора простые правила без риска впасть в серьезную ошибку» (Твенхофел, 1936, стр. 687).

ЛИТЕРАТУРА

- Данчев В. И. Цвет осадочных пород и причины, его определяющие.— В сб.: Методы изучения осадочных пород, т. I. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Ковда В. А. Геохимия пустынь СССР. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород, т. II. М., «Недра», 1968.
- Перельман А. И. Очерки геохимии ландшафта. М., Географиздат, 1955.
- Розанов А. Н. Сероземы Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ НКТП СССР, М.—Л., 1936.
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Холодов В. Н. К проблеме картирования эпигенетических изменений в осадочных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 1.
- Холодов В. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования. Статья 1. Роль тектонических структур в формировании фациальных особенностей карбонатных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 11.
- Холодов В. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования. Статья 2. Связь доломитообразования с развитием антиклинальных структур.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 4.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., ГОНТИ, 1958.
- Шмариович Е. М. К вопросу о рудоконтролирующей эпигенетической зональности на урановых месторождениях в карбонатных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.

УДК 546.711 : 553.631

МАРГАНЕЦ В ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ТОЛЩАХ

С. М. КОРЕНЕВСКИЙ

Осадочные и вулканогенно-осадочные месторождения марганца нередко соседствуют с галогенными формациями, как на площади, так и в разрезе. Среда засоленного бассейна понижала миграционную способность марганца и этим способствовала его осаждению.

Осадочные месторождения марганца, морские и озерно-болотные, имеют наибольшее практическое значение (Бетехтин, 1944). Морские месторождения марганца малого размера связаны с кластическими, а более крупные — с химическими кремнистыми и известковистыми осадками.

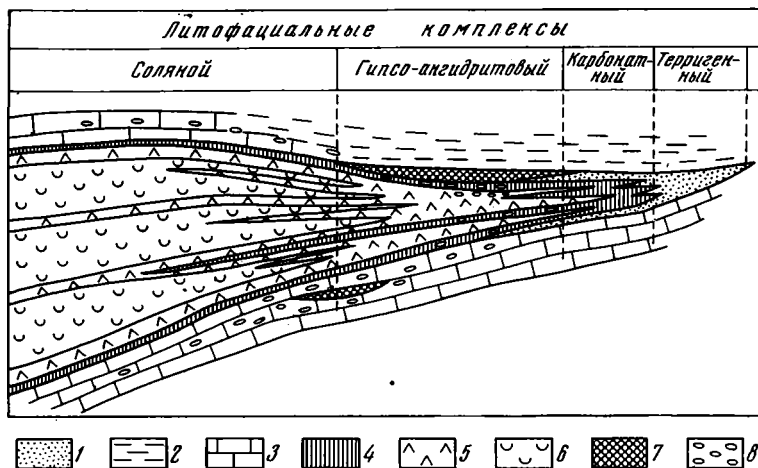
Даже в крупнейших месторождениях марганца, находящихся среди химических кремнистых осадков (Чиатура, Никополь), в карбонатных рудах по удалению от берега отмечается увеличение содержаний сульфидов железа, фосфора, кальция, магния, барита, а также гипса. Следовательно, накопление марганца и на этих площадях происходило при сильном испарении в аридных или полуаридных условиях. Некоторые исследователи (Варенцов, 1962, и др.) выделяют особый, марокканский тип известняково-доломитовых марганценосных формаций, имеющих отчетливый аридный, иногда эвапоритовый характер. Месторождения этого типа связаны или сопредельны с эвапоритами (чаще гипсами), заключенными в карбонатных, кластических и туфогенно-кластических толщах.

В связи с этим интересно проследить поведение марганца в процессе галогенеза и характер его накопления в галогенных формациях и вмещающих их толщах. В самих галогенных формациях марганец обычно присутствует в небольших количествах, но его содержание нередко резко увеличивается в непосредственно подстилающих и покрывающих эти формации терригенных и карбонатных породах. По Н. М. Страхову (1962), в засоляющихся бассейнах марганец мигрирует главным образом в составе механических взвесей и меньше в растворе; он накапливается в осадках с нерастворимым остатком пород начальных и средних ступеней засоления. В опресненные водоемы он приносится преимущественно в растворимой форме.

По нижнепермским галогенным отложениям Башкирии (Страхов и др., 1944) и нижнекембрийским отложениям Сибирской платформы (Зеленов, 1956) отмечено, что содержание марганца от терригенных пород к доломитам и сульфатам уменьшается. Однако при наличии богатых марганцем глинисто-карбонатных горизонтов в толщах, непосредственно вмещающих галогенные формации, в почве, кровле и периферийных комплексах этих формаций в карбонатных породах и гипсах содержание марганца также нередко достигает нескольких процентов (фиг. 1).

Рассмотрим несколько примеров обогащения марганцем толщ, вмещающих галогенные формации.

В Башкирском Предуралье в артинских известняках и на контакте рифовых массивов с облекающими их плитчатыми мергелями кунгура имеются прослои марганцевых руд. В долине р. Уфы в полосе длиной



Фиг. 1. Принципиальная схема марганценосности галогенных формаций и вмещающих их толщ.

Породы: 1 — терригенные, 2 — мергели и глинистые, 3 — карбонатные вмещающие толщ, 4 — карбонатные галогенной формации, 5 — ангидриты, 6 — соляные, 7 — марганцесные; 8 — бедная марганцевая минерализация

около 25 км между пос. Сарапа и дер. Еманзелга в этих горизонтах содержится более 1% марганца. Имеется 7 участков с содержанием марганца в руде 1—10%. Наиболее богат марганцем Бобровый риф, где в ряде образцов обнаружено 3,5—10% марганца.

На Боровом рифе марганецсодержащие породы встречаются в двух горизонтах. Нижний горизонт приурочен к контакту рифового массива, а верхний находится в кровле облекающих его пород. Менее значительные содержания марганца (десятые доли процента) отмечены в доломитах из кровли филипповской свиты и в известняково-доломитовых пачках иренской свиты. Марганцовистые известняки (родохрозиты?) содержат до 0,1% кобальта. Примерно в той же пачке в рифовом теле имеются пропластки фосфатизированных известняков с сидеритом, содержащие около 4% P_2O_5 .

Второй марганцесносный район в Башкирском Предуралье расположен по правобережью р. Сим между реками Аша и Тюлько-Тобой. Первично-осадочные марганцовистые известняки находятся в основании уфимских карбонатных отложений, трансгрессивно залегающих на размытой поверхности кунгурских гипсов и артинских известняков. Проявления марганца обнаружены на площади около 100 км². Кроме первичных марганцево-карбонатных руд здесь представлены элювиальные окисленные и рыхлые переотложенные руды (линзы в основании третичных глин). Местами в некоторых пластах глин в низах шешминского горизонта также наблюдается повышенное содержание марганца — до 2,5%.

Марганцесносная площадь находится на северо-востоке Улутелякского района и частично в пределах соседнего Миньярского района. Это марганцевое месторождение названо Улутелякским. Оно детально изучено А. В. Хабаковым (1944).

В самых древних из обнажающихся на территории Улутелякского месторождения рифогенных гидроактиниевых известняках середины псевдошвагеринового горизонта содержится до 4% марганца (пиролюзитовая пигментация по плоскостям слоистости).

Нижеартинские отложения представлены рифовыми и нерифовыми известняками, а верхнеартинские — глинистыми мергелями и мергелистыми известняками. Кунгурские гипсы и мергелистые глины имеют мощность 16—54 м. В подошве улутелякского горизонта уфимского яруса за-

легают галечники и брекчия выщелачивания, а выше находится пачка мергелистых известняков и глин (8—12 м). Разрез завершается красноцветными отложениями верхней перми.

Рудоносный улутелякский горизонт от Салдыбаша до Ржановского, от Туз-Елги до долины р. Аши однообразен. Залежи марганцевистых известняков уцелели от древнего размыва в виде останцов на возвышенностях. Мощность рудоносного горизонта 0—12 м (в среднем 4—5 м). Средняя протяженность останцов около 600 м. Цвет рудоносных известняков определяется количеством в них марганца: в бледных коричнево-серых рудах — до 4% марганца, в шоколадно-коричневых — 4—10% и в красновато-темно-коричневых бархатных — 10—30%. Среднее содержание марганца в рудах 8—14%.

Тончайшее рудоносное вещество успело окислиться: в верхней зоне карбонатные руды окислены полностью. Первоначально в марганцево-карбонатных рудах преобладал манганокальцит над родохрозитом. В окисленных рудах преобладает вернадит, реже представлены вад и порошковатый пиролюзит. Марганцевое оруденение приурочено к определенным прослойкам плитчатых мергелистых известняков и мергелей, что свидетельствует о его сингенетичности с вмещающими породами.

В марганецсодержащих известняках Улу-Теляка содержится до 40% CaO, до 2% Fe, до 12,7% SiO₂. В рыхлых рудах резко сокращается количество CaO (в среднем 6,2%), накапливаются кремнезем (до 42,8%), частично алюминий и железо.

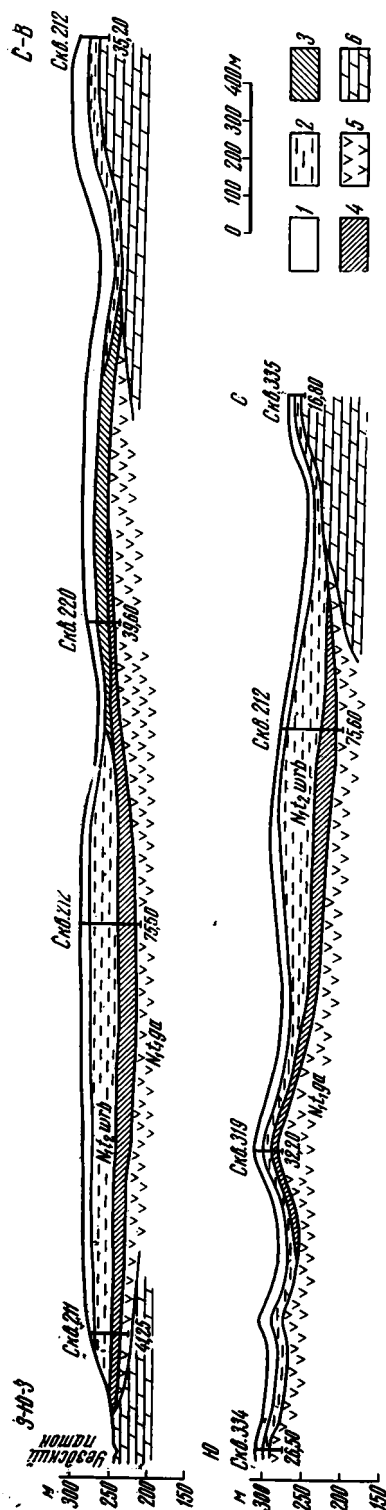
Оолитовые известняки улутелякского горизонта местами содержат 1,5—4% марганца. В такого же рода известняках в кунгурской толще содержится марганца 1—3,3%, а в мергелях и доломитах кунгура довольно часто его содержание до 0,93%.

Интересно, что на Усинском (Ивановском) месторождении марганца в Сибири манганокальцитовые и силикато-карбонатные руды также связаны с кембрийскими карбонатными околорифовыми фациями (Бетехтин, 1944). Но здесь карбонатные породы ленского яруса подстилаются и синхронно замещаются вулканическими породами, перекрываясь эффузивами. Местами отмечается повышенное содержание железа. Здесь, однако, более существенна роль вулканогенного источника марганца и значительно расстояние до соленосного региона.

В Бахмутской котловине в подсолевых отложениях красноцветной картамышской свиты — в карбонатных породах, а иногда в песчаниках и алевролитах с карбонатным цементом — содержится порой до нескольких процентов марганца (Лурье, Краснопевцева, 1969). В красноцветных породах свиты содержание марганца возрастает с увеличением в них количества железа; оно в 30—45 раз выше кларка (до 3—4,5% MnO) (Вороной, 1966).

Много общего в геологической обстановке марганцевых месторождений Башкирского Предуралья (Улу-Теляк) и Советского Предкарпатья (Бурштынское и др.). Бурштынское марганцевое месторождение расположено на территории Галичского, Рогатинского, Букачевского и Бурштынского районов Ивано-Франковской области — на левобережье р. Днестр в бассейне р. Гнилая Липа. Оно находится в зоне сочленения платформ с прогибом. Здесь на размытой поверхности верхнего мела лежат отложения тортона с пятнами конкских глин (до 7 м) и покровом четвертичных отложений.

Нижний тортон на Бурштынском месторождении представлен внизу песчаными и песчано-известковистыми породами, литотамниевыми известняками, мощность которых не превышает 50 м. Выше несогласно залегают гипсоангидриты мощностью до 50—60 м. Непосредственно на гипсоангидритовом комплексе галогенной формации с постепенными переходами залегают марганецсодержащие слои мергели и известковистые глины вербовецкого горизонта (фиг. 2), начинающие разрез верхнего тортона (косовская свита). Местами выше лежат верхнетортонские



Фиг. 2. Разрезы через Бурштынское месторождение марганца, участок Свистельники. Составила М. П. Ковалева.

1 — суглинок, супесь, глина; 2 — глина желтовато-зеленоватого-серая; 3 — глина темно-коричневая (окисленный тип марганцевого оруденения); 4 — мергель слоистый (карбонатный тип марганцевого оруденения); 5 — гипс мелко- и крупнокристаллический; 6 — мергель серый

глины прутского горизонта (до 15 м).

В основании марганценосных отложений некоторые исследователи (Бобровник, Хмелевский, 1966) локально выделяют, в виде пятен и останцов в понижениях кровли гипсоангидритовой толщи, пласт марганцовистых известняков мощностью до 0,5 м, реже до 1—2 м, который рассматривают как аналог надгипсовых ратинских известняков. В них содержится 0,8—5,0% окиси марганца за счет присутствия манганокальцита. В одной из скважин такой известняк, по данным рентгенометрии, состоит почти из равных частей манганокальцита (33,2%), доломита (33,4%) и арагонита (33,4%). В нем присутствуют целестин, немного пирита, гипса и других минералов.

Вторая пелитоморфная (реже мелкозернистая) разновидность марганценосных известняков представлена в останцах и карстовых полостях гипсоангидритов. В этих известняках 85—95% карбонатов с точками и пятнами гидроокислов железа и марганца. Марганец присутствует также в виде изоморфной примеси в кальците. Нерастворимый остаток породы представляет смесь глинистых минералов с аморфным вернадитом и гидроокислами железа. В известняках, не содержащих доломита, марганца меньше. В карбонатных породах Бурштына обычно до 0,1% стронция и бария, а в отдельных пробах — до 1%.

В сероносных известняках Предкарпатья, мощность которых местами превышает 10 м, также иногда присутствует марганец. Важной составной частью некоторых карбонатных глин, выполняющих карстовые полости, является дисульфид марганца — гауэрит, образующий вкрапленность (до 0,5 см) и агрегатные скопления (до 5 см). По кристаллам гауэрита образуются псевдоморфозы родохрозита и манганокальцита (Сребродольский, 1969).

В нижнетортонских литотамниевых известняках содержание марганца обычно невысокое. Однако местами, например, у г. Николаева, трещины в них заполнены буровато-землистой массой, содержащей до 41 % окиси марганца. Эта рыхлая масса — продукт разложения вышележащих марганцовистых известняков. В ней содержание марганца повышается порой почти в 20 раз, а представлен он преимущественно вернадитом (Бобровник, Хмелевский, 1966).

На территории Бурштынского месторождения над останцами марганценосных ратинских известняков и гипсоангидритами залегают слоистые марганцовистые мергельно-глинистые ритмолиты вербовецкого горизонта. К их основанию приурочен основной марганценосный пласт месторождения. В марганценосном мергельно-глинистом ритмолите содержится 0,5—30 % марганца и более, в среднем 7,67 %. Рудные минералы представлены карбонатами марганца. Среди мергелей имеются тонкие прослойки плагиоклаз-липаритового туфа.

Марганценозные залежи линзообразны, приурочены к наиболее прогнутым впадинам в кровле гипсоангидритов и развиты лишь на участках их распространения. Две более крупные такие впадины расположены между Бурштыном и селами Колоколин — Чагров, между долинами рек Гнилая Лица и Нараевка у с. Свистельники. Имеется еще несколько более мелких впадин. Мощность марганценосной залежи возрастает от бортов (0—5 м) к центру впадин (20—26 м), а содержание марганца в ритмолитах в том же направлении увеличивается от 0,5—2 до 7—9 % (Хмелевский, 1968).

На участках аэрации карбонатно-марганцевая залежь частично или полностью окисляется. Во вторичных окисленных рудах марганец представлен в виде вернадита, связанного с бурой известковистой глиной. Содержание марганца в окисленных рудах до 30—40 %, в среднем 8,5 %. Окисленные марганцевые руды, как и первичные марганцево-карбонатные, за пределами площади распространения гипсоангидритов не встречаются. Это, по мнению В. А. Хмелевского (1968), говорит об их тесной генетической связи.

В марганцевых рудах Бурштынского месторождения основной примесью является не кремнезем, а глинистый материал. Так как марганец приносился с платформы, а глинистый материал с Карпат, то в осадках наблюдается такая закономерность: чем больше глины, тем меньше марганца. Пелитоморфные хемогенные карбонаты марганценосных ритмолитов — признак засушливой зоны (Страхов, 1963), тогда как пелитовый материал более характерен для гумидных условий. Марганцевая залежь Предкарпатья формировалась в условиях смены аридного климата гумидным (Бобровник, Хмелевский, 1966).

Сопоставление геологических разрезов марганцевых месторождений Предкарпатья (Бурштын) и Предуралья (Улу-Теляк) показывает, что в обоих случаях марганценосные известняки, мергели и глины залегают на гипсоангидритах. Сходен характер марганцевых минералов, первичных карбонатно-марганцевых и окисленных руд этих месторождений. Отличие руд в несколько большем содержании в Предкарпатье глинистого материала, а в Предуралье — карбонатов и кремнезема. Карбонатно-марганцевые руды характеризуются тонкой ритмичной слоистостью.

Даже в Чиатурском марганценосном регионе, где марганцевые руды связаны с кремнистыми осадками, в локальном бассейне Чхари — Аджамети марганценосный горизонт перекрывается гипсоносными сланцеватыми глинами майкопа (Дзоценидзе, 1969). В этом регионе с востока на запад майкопская гипсоносная фация сменяется спонголитовыми песчаниками (Чиатурский район). Таким образом, и здесь соединения марганца и гипса — сопредельные осадки.

На территории США марганценосные отложения, связанные с туфогенно-терригенными породами, известняками и гипсами, известны среди

палеоген-неогеновых отложений межгорных впадин в штатах Юта, Аризона и Невада. По названию реки (Колорадо) этот тип марганцевых месторождений получил название колорадского. Его характеристика дана в работе Е. А. Соколовой (1968).

Наиболее интересные месторождения этого типа — Артиллер-Пик и Лейк-Мид. На первом месторождении марганценовые формации Артиллер-Пик (нижний эоцен) и Чэпин Уош (нижний плиоцен). Их подстилают докембрийские кристаллические породы и палеозойские известняки, сланцы и кварциты, разделяют миоценовые туфы и лавы, а перекрывают базальты. Марганценовые формации в основном сложены терригенными породами. Марганцевые руды — пластовые сингенетичные. В формации Чэпин Уош имеются две марганценовые зоны. Ниже основной марганценовой зоны в нижней части формации присутствуют прослои известняков. В марганценовой зоне представлены прослои гипсов и туфов. Марганец здесь отлагался в условиях аридного климата и периодического засоления.

В районе Лейк-Мид марганценовая плиоценовая формация Мадди-Крик сложена терригенными породами с прослоями туфов, известняков и гипсов. Местами базальты здесь перемежаются с гипсами. На месторождении Три-Кидс марганценовая пачка формации Мадди-Крик имеет в основании базальные конгломераты и перекрывается пластом гипса. Она сложена преимущественно песчаниками и алевролитами, содержащими туфогенный материал, и сцементированными окислами марганца. В отдельных пластах присутствует чистый вад. Марганценовая пачка прослеживается по простиранию на 10 км и имеет мощность до 22,5 м. В ней выделяется три марганценовых пласта с максимальным содержанием марганца до 40%. В марганцевых рудах неизменно отмечаются повышенные содержания бария (0,1—5%), свинца (0,1—5%) и меди (0,05—0,3%). В районе Вирджин-Ривер также наблюдается переслаивание базальтов с гипсами. Здесь марганцевые руды находятся не только среди тутогенно-терригенных пород, но и среди известняков и гипсов.

Марганценовые гипсы слагают всю продуктивную пачку на месторождениях Боулдер-Сити и Детритель-Велли, широко распространены в марганценовых районах Три-Кидс и Вирджин-Ривер, где они лежат непосредственно над основными марганценовыми горизонтами.

На месторождении Боулдер-Сити марганценовый гипсовый пласт подстилается и перекрывается песчаниками и алевролитами.

Вторичные изменения в формации Мадди-Крик незначительны и проявляются местами опализацией или импрегнированием пород вторичным кальцитом.

Для гипсов характерны два типа марганценовости. Первый представлен тонкой и равномерной пигментацией гипсов марганцем, в результате чего порода становится похожей на черный кальцит. Для второго типа характерна локализация марганца среди гипсов в виде прослоев, линз и карманов. Окислы марганца смешаны с глинисто-алевролитовым материалом терригенного или пирокластического происхождения.

Базальтовые покровы и прослои туфов в марганценовых и вмещающих их пачках свидетельствуют о накоплении марганца в условиях интенсивного вулканизма. Наличие гипсов внутри и в кровле марганценовых пачек говорит о том, что накопление марганца происходило в засоляющихся бассейнах в условиях аридного климата. Несмотря на более тесную связь марганценообразования с вулканизмом, здесь нет парагенезиса марганцевых руд с железными и первичными кремнистыми образованиями. В пластовых марганцевых рудах полезный компонент представлен окислами марганца, цементирующими породы и реже пигментирующими известняки и гипсы.

Таким образом, марганценовыми являются подсолевые и надсолевые терригенные и карбонатные толщи галогенных формаций, преимуще-

ственно гипсоангидритовых, либо периферийных гипсоангидритовых комплексов формаций более полного профиля. Марганец накапливается в аридной (или полуаридной) обстановке в засоляющихся бассейнах, местами вплоть до садки гипса, либо в условиях рассолонения (и гумидизации климата) непосредственно на размывающихся гипсоангидритах. Видимо, среда засоленного бассейна являлась некоторым гидрохимическим барьером, который понижал миграционную способность марганца и способствовал его осаждению. Несмотря на преобладание карбонатных руд над окисными, местами содержание марганца в них достигает 30 и даже 40%, составляя в среднем 8—10%.

В регионах морских галогенных формаций (предгорных прогибах) марганценосность связана с известковистыми глинами, мергелями и известняками. Предполагается, что здесь источник марганца в основном терригенный. В случае принятия представлений об удаленном вулканогенно-осадочном происхождении этих марганценосных толщ вопреки здравому смыслу пришлось бы соседние галогенные формации, а также многие другие морские осадочные отложения тоже считать удаленными вулканогенно-осадочными. Необходимо уточнить предел миграции собственно вулканогенного марганца.

В континентальных засоленных бассейнах межгорных впадин марганец связан с туфогенно-терригенными породами, известняками и гипсами. Здесь источник марганца в основном терригенно-вулканогенный.

Осадочные и осадочно-вулканогенные месторождения марганца являются, таким образом (и не так уж редко), ближайшими соседями галогенных формаций. В их образовании нарастающий или затухающий галогенез играет положительную роль, создавая физико-химическую обстановку, благоприятную для осаждения марганца.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. О генетических типах марганцевых месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 4.
- Бобровник Д. П., Хмелевский В. А. Основные особенности минералогии и геохимии Бурштынского месторождения марганца.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 7. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1966.
- Варенцов И. М. О главных марганценосных формациях. В кн.: Осадочные руды железа и марганца. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Вороний В. В. Полиметаллическое оруденение нижнепермских отложений Донбасса—свидетельство времени формирования Донецкой складчатости.— Тр. Укр. НИИГаз. М., 1966, вып. 2.
- Дзоцендзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Зеленов К. К. К литологии и геохимии нижнекембрийских лагунных отложений северного склона Алданского массива.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1956, т. 31, вып. 5.
- Лурье А. М., Краснопевцева Г. Н. Меденосность нижнепермских отложений Донбасса. М., «Наука», 1969.
- Соколова Е. А. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1968, вып. 196.
- Сребродольский Б. И. О месте гаурита в процессе сероотложения.— Изв. вузов. Геол. и разведка, М., 1969, № 6.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Арест-Якубович Р. Е., Сендерова В. М. Железо, марганец, фосфор и некоторые малые элементы в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья.— Докл. АН СССР, 1944, т. 43, № 6.
- Хабаров А. В. Улу-Теляк, новое месторождение окисленных карбонатных марганцевых руд в пермских отложениях Башкирии (Западный склон Южного Урала).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 4.
- Хмелевский В. А. Геологическое строение и генетический тип Бурштынского месторождения марганца.— Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, Львов, 1968, № 11.

УДК 550.4:553.97(470.5)

ОБ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛАХ СЕРЫ В СОВРЕМЕННЫХ ТОРФЯНИКАХ УРАЛА

Е. И. ТАРАКАНОВА

Изучение торфов Урала позволило установить две формы проявления серы: сульфатную (гипс) и сульфидную (пирит). Гипс обнаружен только в торфяниках оренбургского Предуралья, образовавшихся в условиях недостаточного увлажнения и повышенной температуры. Степень загипсованности зависит от уровня грунтовых вод и увлажненности торфяника. Образование гипса происходило в результате испарения сульфатсодержащих грунтовых вод. Пирит установлен в отдельных торфяниках восточного склона Среднего Урала, примыкающего к нему Зауралья и оренбургского Предуралья. Включения его обнаружены на ограниченной площади в нижней части залежи. Он образовался за счет восстановления сульфатов, растворенных в грунтовых водах. Оба минерала возникли в стадию раннего диагенеза.

Сера в торфе присутствует всегда (Тюремнов, 1949). Одна часть ее выделяется при разложении органического вещества, другая (большая) — в виде сульфатов (минерального происхождения) и поступает в торфяник с богатыми серой грунтовыми водами. Поэтому более сернисты низинные торфы (0,23—1,51%). В верховых торфах серы 0,12—0,24% (Кузнецова, 1935), т. е. примерно столько, сколько в основных растениях-торфообразователях верхового типа — сфагновых мхах. В исследованных нами уральских торфах содержание серы варьирует в широких пределах и достигает 2%. Сведения о форме накопления серы в торфах в литературе отсутствуют (Кизильштейн, 1967). Выяснение же этого вопроса важно в связи с использованием торфа в промышленности и для понимания процесса накопления серы в угленосных отложениях в прошлые геологические эпохи.

Автором настоящей работы выполнены петрографические исследования современных торфов месторождений восточного склона Урала, примыкающих к нему Зауралья и оренбургского Предуралья; в геоботаническом отношении это лесная и лесостепная зоны Урала. В результате изучения установлены две формы проявления серы в торфах: сульфатная (гипс) и сульфидная (пирит).

Гипс обнаружен только в торфяниках южной полосы лесостепной зоны (оренбургское Предуралье), образовавшихся в условиях резко континентального климата с недостаточным увлажнением; ярко выражен отрицательный баланс влаги. Окружающие породы здесь представлены отложениями татарского яруса пермской системы. Торфяники расположены на узких поймах рек, в их старицах, в местах выхода на поверхность грунтовых вод; последние отличаются повышенной минерализацией. Исследованы торфы трех месторождений, из которых два не имеют названия. Для удобства они названы Первым, Вторым и Третьим. Характер и степень минерализации в перечисленных торфяниках неодинаковы, поэтому ниже приведена краткая сравнительная характеристика их. Торфяник Первый совершенно сухой, с задержанной поверхностью; Второй довольно сильно оводнен; Третий оводнен еще сильнее. Торф двух последних месторождений разрабатывается местным населением.

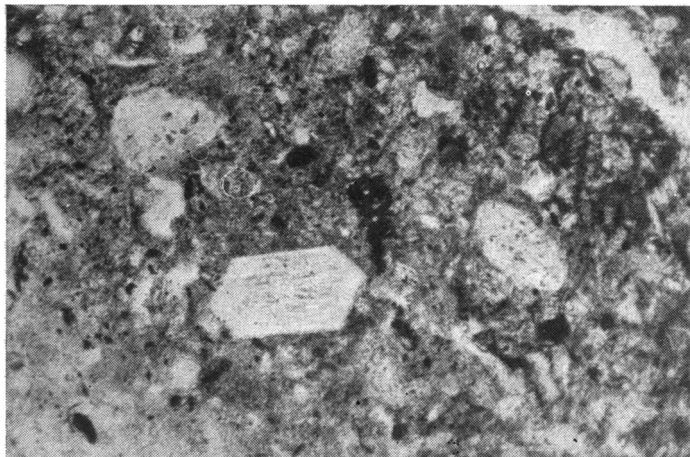
Ботанические анализы показали, что торф Первого месторождения в существенной части древесный, Второго и Третьего — древесно-тростниковый. Последний в куске отличается наличием хорошо сохранившихся полос эпидермиса тростника, пронизывающих такую же мелкораздробленную основу, как и в древесном торфе. Изучение торфов в тонких шлифах показало, что значительная часть растительных остатков во всех трех месторождениях представлена атритом, неоднородным по цвету, преимущественно темно-бурым и темно-коричневым. Наряду с атритом наблюдаются фрагменты древесины разной степени сохранности структуры и включения остатков тростника с крупными тонкостенными клетками ткани светло-желтого цвета. Преобладание атрита, наличие расщепленных фрагментов древесины, выкрашивание разложившихся участков их и заполнение образовавшихся полостей растительным атритом, засоренность торфа терригенными примесями свидетельствуют о накоплении торфа в условиях проточной среды. Наличие же хорошо сохранившихся фрагментов тростника с тонкими стенками клеток среди преобладающего атрита большей или меньшей степени окисленности и разложенности, засоренного терригенным материалом, подтверждает высказанное Н. И. Пьявченко (1958) мнение о вторичном генезисе тростника, связанном с проникновением его корневищ в более глубокие горизонты хорошо разложившегося торфа. Торф Третьего месторождения при высыхании крошится, образуя пылеватый материал, что не характерно для торфов, сформировавшихся в условиях высокой оводненности. Все этого приводит к заключению, что разная степень оводненности торфяников в настоящее время, особенно Первого и Третьего, свидетельствует об изменении их водного режима после торфонакопления; по-видимому, территория, на которой расположен Первый торфяник, приподнята относительно двух других.

Степень загипсованности рассматриваемых торфов неодинакова. Торфяник Первый загипсован на всей площади, причем в восточной его части — по всему разрезу залежи, на остальной территории — в верхней, наиболее осушенной половине залежи. Гипс часто виден в куске в виде белых выцветов. В тонких шлифах под микроскопом его включения обычно имеют кристаллическую форму с копьевидными окончаниями. Наиболее крупные кристаллы наблюдаются в полых частях растительных остатков и торфянистых илах (фиг. 1). Встречается и аморфный гипс. Во Втором месторождении включения гипса отмечены по периферии в верхней, осушенной части залежи. На поверхности сухого торфа также видны выцветы гипса. Под микроскопом отчетливо выраженных кристаллов этого минерала не обнаружено; гипс преимущественно аморфный. В Третьем торфянике включения гипса наблюдаются только в отдельных периферийных участках, также в верхней осушенной части залежи и различимы только под микроскопом; гипс аморфный. С повышением уровня грунтовых вод гипс в торфяной залежи, как известно, растворяется и полностью выщелачивается (Швецов, 1948).

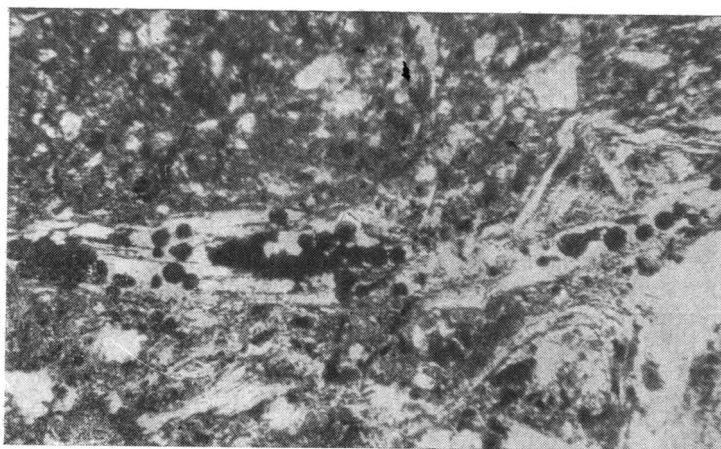
Строение кристаллов гипса волокнистое: они состоят из бесцветных тонких волокон, вытянутых параллельно оси¹. Показатель преломления гипса по $N_D \approx 1,526$. Кривая ДТА типична для этого минерала и характеризуется глубоким двухвершинным эндотермическим эффектом с температурами 175—190°С (определения Л. В. Анфимова).

В отличие от гипса пирит прослежен в торфяниках лесостепной и лесной зон, т. е. в условиях разного климата. Он различим только под микроскопом. В проходящем свете это очень мелкие округлые включения (глобули), черные, в редких случаях темно-коричневые; более крупные включения имеют неровную поверхность. При косом освещении шлифа

¹ Подобную микроструктуру наблюдал Я. В. Самойлов (1913), объясняя ее возникновение изменением этого минерала в процессе шлифования, с образованием гидрата сульфата кальция.



Фиг. 1. Кристалл гипса в торфянистом иле.
 ×110, Оренбургская область, торфяник Первый



Фиг. 2. Скопления округлых зерен пирита в зольном торфе.
 ×170, Оренбургская область, торфяник Второй

блеск пирита металлический; при этом отчетливо видно, что даже самые мелкие глобулы представляют собой агрегаты кристаллов. Темно-коричневые включения при косом освещении шлифа не имеют блеска; возможно, это окислившийся пирит.

В торфяниках оренбургского Предуралья пирит распределен также неравномерно. Так, в Первом месторождении единичные глобулы этого минерала обнаружены только в отдельных шлифах торфа, во Втором пирит встречается относительно часто. Он приурочен преимущественно к нижней части залежи, независимо от положения пункта опробования на площади месторождения, и наблюдается внутри стеблей древесины и остатков тростника и среди мелкораздробленного растительного материала сильно зазоленных торфов (фиг. 2). В одном и том же пункте опробования Второго месторождения встречены оба минерала серы: пирит в нижней части залежи, гипс — в верхней ее части. В торфах Третьего месторождения очень мелкие включения пирита обнаружены только в одном шлифе.

На территории северной полосы лесостепной зоны (район г. Каменска-Уральского) пирит обнаружен в торфянике Мазулинском, образо-

вавшимся в бессточной котловине, среди песчано-глинистых отложений мела, в торфянистом сапропеле и торфах тростниковом и осоково-сфагновом низинном, обычно содержащих примесь сапропелевого вещества. В торфянике Травянском-2 пойменного залегания с задернованной поверхностью, расположенном в этом же районе, скопления глобулей пирита разного размера обнаружены в подстилающих залежь опоквидных карбонатно-кремнистых глинах. В шлифе осокового торфа, отобранного в 0,5 м выше этих глин, встречены только единичные темно-бурые глобулы.

В пределах лесной зоны Урала, на территории Свердловской области (наиболее влажная зона с умеренными температурами), пирит установлен только в отдельных торфяниках. Так, в торфянике Красном, расположенном в экзоконтактовой зоне гранитного массива преимущественно поверхностно-сточного питания, пирит встречен в древесном, древесно-тростниковом и тростниковом торфах в виде единичных относительно крупных включений и скоплений более мелких глобулей. В торфянике Половинкинском, расположенном в водораздельной сточной котловине среди плагиогранодиоритов, этот минерал установлен в древесно-тростниковом торфе нижней части залежи и подстилающих торфы сапропелях карбонатного состава. В торфянике Медном, приуроченном к сточной котловине на склоне водораздела, включения пирита установлены в древесно-осоковом торфе, залегающем непосредственно на продуктах разрушения плагиогранодиоритов, а в краевой части этого торфяника — в торфе сфагнового состава, залегающем на 0,8 м выше почвы, представленной здесь массивными плагиогранодиоритами. В обоих пунктах отробования торф засорен терригенным материалом.

На территории Тюменской области пирит установлен в торфянике Боровом-2 старичного происхождения, образовавшимся на третьей террасе р. Пышмы, среди современных песков. Существенная доля в питании торфяника принадлежала озерным и минерализованным грунтовым водам; о последнем можно судить по широкому развитию в торфянике виванитов. Включения пирита установлены в торфе с примесью сапропелевого вещества.

Вопрос о сульфидной минерализации каустобиолитов рассматривался многими исследователями на примере древних торфяников — угольных пластов. Первые исследователи полагали, что источником серы в углях являются растения-торфообразователи. В настоящее время установлено, что этот источник не мог играть существенной роли в формировании сернистости углей (Ковда, 1956; Кизильштейн, 1967; Виноградов, Кизильштейн, 1969). Большая часть исследователей считает также, что повышенную сернистость имеют пласты, перекрытые морскими осадками, и источником серы в углях были сульфаты морских вод (Юровский, 1953; Геблер, 1959; Кизильштейн, 1967; Кизильштейн, Труфанов, 1968, и др.). Однако повышенной сернистостью, как известно, отличаются также угли лимнических месторождений и бассейнов Урала, Тургайской впадины, Иркутского бассейна и др. Источником серы в них, по-видимому, были сульфатные воды, проникавшие в торфяники из глубины и создававшие в них восстановительную среду. По Бишофу (Мулерт, 1932), серный колчедан всегда образуется там, где разлагающееся органическое вещество и сульфаты, в растворе или в коллоидном состоянии, вступают во взаимодействие с соединениями железа в воде. По мнению Э. Т. Дегенса (1967), большая часть сульфидов образуется на поверхности раздела осадка и воды. В. И. Виноградов и Л. Я. Кизильштейн (1969) отметили чрезвычайно большое разнообразие, сложность и локальность проявления факторов, влияющих на ход сульфатредукции.

Выполненные исследования позволили сделать следующие основные выводы.

Установлено два аутигенных минерала серы в торфах: гипс и пирит. Гипс наблюдается только в торфах южной части лесостепной зоны Ура-

ла, образовавшихся в условиях недостаточного увлажнения и повышенной температуры. Формирование его происходило в осушенных торфяниках или отдельных участках их, главным образом краевых, преимущественно в верхних горизонтах залежи, в результате испарения сульфатсодержащих грунтовых вод. Установлена такая закономерность: чем более осушен торфяник, тем сильнее загипсован торф и тем чаще выражена его кристаллическая форма. Степень загипсованности торфов, таким образом, зависит от уровня грунтовых вод и находится в обратной зависимости от увлажненности торфяника. Включения гипса наблюдаются в верхней, осушенной части торфяной залежи, а в участках, полностью осушенных,— по всему разрезу залежи. Гипс различим в куске и под микроскопом.

Пирит установлен в торфяниках, расположенных среди пород разного состава и возраста, независимо то климатических особенностей территории. Он различим только под микроскопом. Глобулы пирита встречаются внутри стеблей древесных и травянистых остатков, среди мелко-раздробленного растительного материала, в торфах различной зольности, образовавшихся в условиях неодинаковой степени проточности, в торфах с примесью сапропелевого материала, а также подстилающих торфы сапропелях и опоковидных глинах. Наличие пирита в зольных торфах, образовавшихся в проточном болоте с притоком кислорода, указывает на возникновение его после торфонакопления с наступлением в торфянике восстановительного режима. Пирит образовался за счет восстановления сульфатов, растворенных в грунтовых водах, вследствие жизнедеятельности сульфатвосстанавливающих бактерий. Включения его наблюдаются в нижней части торфяной залежи на ограниченной площади.

В южной полосе лесостепной зоны торфы содержат гипс и пирит; оба минерала наблюдаются в одном пункте опробования: пирит в нижней части залежи, гипс в верхней ее части. В торфяниках восточного склона Урала и примыкающего к нему Зауралья, т. е. в пределах лесной зоны, а также северной полосы лесостепной зоны на восточном склоне Урала, из минералов серы обнаружен только пирит. Гипс и пирит образуются в торфяниках после торфонакопления, в стадию раннего диагенеза. Этим обусловлено отсутствие зависимости их распределения в залежи от фациальных условий торфонакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов В. И., Кизильштейн Л. Я. Об изотопном составе сульфидной серы в углях Донецкого бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
- Геблер И. В. Об органической сере каменных углей.— В кн.: Генезис твердых горючих ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Дегенс Э. Т. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967.
- Кизильштейн Л. Я. Происхождение и закономерности распределения серы в угольных пластах Донецкого бассейна.— Тез. докл. III геол. совещ. по тверд. гор. ископ. М., МГ СССР, Мин-во угольн. пром. СССР, центр. правл. НТО горное, 1967.
- Кизильштейн Л. Я., Труфанов В. Н. Происхождение сингенетичного пирита в угольных пластах. Доклады МГК, 23 сессия. М., «Наука», 1968.
- Ковда В. А. Минеральный состав растений и почвообразование.— Почвоведение, 1956, № 1.
- Кузнецова Л. Г. Содержание серы в торфе.— За торфяную индустрию, 1935, № 6.
- Мулерт Ф. Сера в ископаемых углях. Всес. объединение каменноугольной промышл. «Уголь». Харьков — Киев. Изд-во «Вугилля и руда», 1932.
- Пьявченко Н. И. Торфяники Русской лесостепи. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Самойлов Я. В. Пойкилитические гипсы Ислам-Кую (Закаспийская область).— Изв. Акад. наук, 6-я серия, 1913, № 13.
- Тюренов С. Н. Торфяные месторождения и их разведка. М.— Л., Госэнергоиздат, 1949.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М.— Л., Госгеолгиздат, 1948.
- Юровский А. З. Некоторые основы теории происхождения серы в каменных углях.— В сб.: Химия и генезис твердых горючих ископаемых. М., 1953.

УДК 553.985 : 553.495

ТВЕРДЫЕ НЕРАСТВОРИМЫЕ БИТУМЫ НА ПЛАСТООБРАЗНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

**В. А. УСПЕНСКИЙ, Е. М. ШМАРИОВИЧ, Е. Г. УМНОВА,
Л. С. СОЛНЦЕВА, В. Ф. ПЕНЬКОВ**

Обосновывается наложенность всех проявлений битумов на вмещающие породы и урановое оруденение. Это не позволяет рассматривать изученные углеродистые вещества как фактор, определявший рудоотложение.

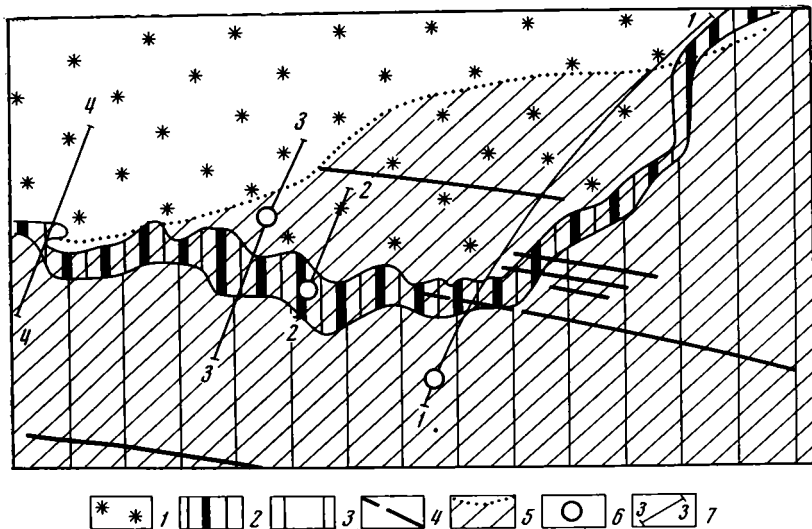
На пластообразных урановых месторождениях, приуроченных к карбонатным породам, обычно присутствуют скопления углеродистого вещества, растворимые и нерастворимые. Первый тип — жидкие, вязкие или твердые нефтяные битумы в основном парафинового ряда. По единодушному мнению исследователей, изучавших месторождения урана в карбонатных породах, эти битумы пострудные и не имеют прямого отношения к урановому оруденению. В то же время почти все исследователи (Готман, 1955; Данчев и др., 1959; Ченцов, 1959; Холодов и др., 1961; Данчев, Лапинская, 1965; Батулин и др., 1965; Данчев и др., 1966) отмечали наличие тесной пространственной и генетической связи рудных концентраций со скоплениями черного нерастворимого углеродистого вещества (второй тип). Указывалось, что по совокупности физических свойств и химического состава это вещество может быть отнесено к гумусовым образованиям (типа бурых углей) либо к высшим членам ряда битумов (к группе керитов).

Согласно представлениям Я. Д. Готмана (1955), И. Г. Ченцова (1959), В. И. Данчева и др. (1959), данное вещество сингенетично по отношению к вмещающим породам. А. А. Смирнов и А. В. Щербаков (1957), В. Н. Холодов и др. (1961), Батулин и др. (1965) рассматривают его как продукт биохимического окисления и полимеризации эпигенетических нефтяных углеводородов; по мнению этих авторов, нерастворимые углеродистые вещества («твердые битумы») и урановое оруденение сформировались в результате единого процесса взаимодействия инфильтрационных ураноносных сульфатных вод с залежами нефти. Отмечалось, что на месторождениях в карбонатных породах около 20% урана непосредственно связано с твердыми битумами; остальной уран находится в виде самостоятельных минералов: настурана и урановых черней (Батулин и др., 1965).

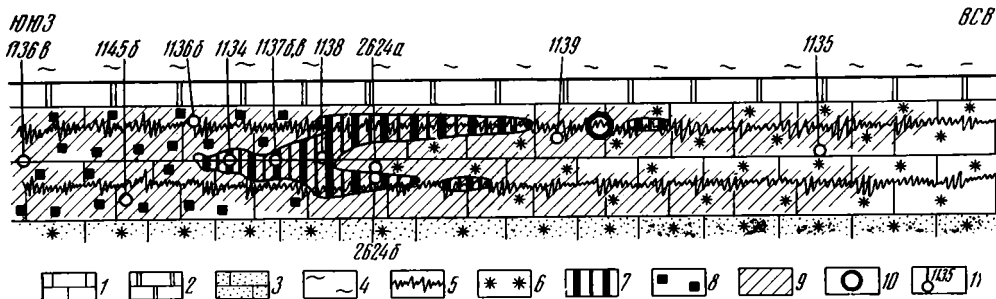
ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МЕТОДЫ

С целью выяснения роли углеродистого вещества в локализации уранового оруденения нами было проведено изучение твердых нерастворимых битумов на одном из пластообразных месторождений урана среди карбонатных пород.

Урановое оруденение в них морфологически представлено роллом и занимает определенное место в профиле эпигенетической зональности,



Фиг. 1. Схематический план распространения эпигенетических изменений пород карбонатного горизонта и уранового оруденения на участке 1
1 — желтые и розовые пластовоокисленные породы; 2 — урановое оруденение; 3 — серые пиритизированные породы; 4 — основные разрывные нарушения; 5 — область распространения цветных нерастворимых битумов; 6 — места находок выделений черных нерастворимых битумов; 7 — изученные разрезы



Фиг. 2. Схематический профиль эпигенетических изменений пород рудовмещающего карбонатного горизонта по линии 3—3 (участок 1)
1 — органогенные и органогенно-оолитовые известняки; 2 — пелитоморфные доломиты; 3 — песчано-гравийные известняки; 4 — известковистые глины; 5 — выдержанные стромболиты; 6 — желтые (местами розовые) пластовоокисленные породы; 7 — урановое оруденение; 8 — серые пиритизированные породы; 9 — места распространения цветных нерастворимых битумов; 10 — место скопления черного нерастворимого битума; 11 — места отбора образцов цветных нерастворимых битумов

располагаясь между зонами желтых пластовоокисленных (зона 1) и серых пиритизированных (зона 3) пород (фиг. 1, 2). Особый упор при изучении характера углеродистого вещества был сделан на сравнение рудных и безрудных участков и выяснение взаимосвязи между углеродистым веществом и урановой минерализацией.

Для решения поставленной задачи были использованы различные методы: макроскопические наблюдения (В. А. Успенский, Е. М. Шмариович), минералогические исследования (В. Ф. Пеньков), люминесцентно-битуминологический, химический (В. А. Успенский), рентгеноструктурный (Е. Г. Умнова) анализы, инфракрасная спектроскопия (Л. С. Солнцева).

Для химического исследования углеродистые вещества выделяли обработкой образцов 10%-ной соляной кислотой с кипячением для удале-

ния карбонатов. Силикаты удаляли плавиковой кислотой, а нерастворимые фториды растворяли путем многократной обработки соляной кислотой. После таких операций оставался черный нерастворимый остаток, представленный в основном пиритом и углеродистым веществом. Исследование последнего при большом количестве пирита невозможно, так как приводит к значительным ошибкам. Поэтому полученный нерастворимый остаток для удаления пирита обрабатывали (в одинаковых условиях для всех образцов!) азотной кислотой 1 : 10 с кипячением. Образцы с малым количеством пирита такой обработке не подвергали. При этой операции происходило незначительное окисление и углеродистого вещества, но, поскольку обработка азотной кислотой для всех образцов проходила в одинаковых условиях, степень воздействия окислителя была приблизительно одинакова. Степень окисления (и частичного нитрования) образца контролировали по инфракрасным спектрам поглощения.

Нерастворимый остаток после всех обработок был проэкстрагирован в аппарате Сокслета для удаления растворимых битумов и элементарной серы, образовавшейся при окислении пирита. В результате был получен материал, состоящий почти нацело из углеродистого вещества, которое и подвергалось исследованию.

Рентгеноструктурное изучение углеродистого вещества проведено на приборе ДРОН-1 порошковым методом с использованием медного излучения. При изучении исходных образцов выяснилось, что большое количество минеральных примесей мешает расшифровке дифрактограмм, особенно сильно сказывается влияние пирита. В связи с этим рентгеноструктурному изучению были подвергнуты образцы, обработанные азотной кислотой. Предварительно было установлено, что такая обработка не влияет на характер кривых. Кривые, полученные на образцах, обработанных кислотами, достоверно характеризуют строение углеродистого вещества. Частичное окисление и нитрование образцов при обработке азотной кислотой рентгенографически не обнаруживается.

Изучение инфракрасных спектров поглощения проведено на спектрофотометре UR-10 (К. Цейсс, ГДР), усиление — 5,5, скорость регистрации 150 см⁻¹/мин, щелевая программа — 4, ширина пропускаемой частоты — 1, постоянная времени — 1, препарат — порошок на подложке бромистого калия.

Изучение ИК-спектров углеродистых веществ показало, что тип твердого битума определяется положением и относительной интенсивностью полос поглощения, характеризующими группы вещества и их относительное количество. Как известно, при обработке битумов азотной кислотой происходит их нитрование по схеме $R_nH + H-O-NO_2 \rightarrow R_n-NO_2 + H_2O$. Следовательно, чем больше водородных групп, тем больше образуется групп C—NO₂ и тем интенсивнее полоса поглощения в области 1550 см⁻¹, т. е. процесс нитрования идет с различной интенсивностью для разных по строению битумов (Солнцева, Пудовкина, 1968). Исходя из этого углеродистые вещества могут быть охарактеризованы и разделены по типам на основе изучения проб, обработанных слабой азотной кислотой.

В результате комплекса проведенных исследований в рудовмещающих карбонатных породах нами были выделены две разновидности твердых нерастворимых углеродистых веществ: 1) цветные твердые нерастворимые битумы; 2) черные твердые нерастворимые битумы. Первые из них распространены на изученном участке широко, вторые весьма редки.

В то же время предыдущие исследователи данных объектов отмечали широкое развитие в рудоносных породах именно черных нерастворимых битумов, которые рассматривались как кериты или оксикериты (Холодов и др., 1961; Батулин и др., 1965). Характеризуя такие битумы, эти авторы основывались главным образом на изучении углеродистого вещества, выполненном В. А. Успенским в 1960 г. Однако в те годы ана-

лизы проводились лишь на отдельных образцах, в которых углеродистое вещество находилось всегда в тесном сростании с тонкодисперсным пиритом; последний придавал черную окраску всей породе, маскируя тем самым цвет прозрачного битума. В последующем, когда нами был найден способ освобождаться от пирита, оказалось, что те широко распространенные в рудовмещающих карбонатных пластах разновидности нерастворимого углеродистого вещества, которые ранее принимались за черные битумы, в действительности должны быть отнесены к цветным. Настоящие же черные нерастворимые битумы, как показали наши позднейшие наблюдения, на месторождениях данного типа представляют собой, видимо, минералогическую редкость.

ЦВЕТНЫЕ НЕРАСТВОРИМЫЕ БИТУМЫ

Цветные нерастворимые битумы присутствуют в карбонатных породах в рассеянном состоянии и лишь изредка образуют макроскопически видимые выделения. По внешнему виду эти выделения неотличимы от своих растворимых аналогов. Они выполняют пустоты, трещины, замещают оолиты, раковины пелеципод и гастропод, а также часто развиваются по сутурам и стилолитам. Формы выделения цветных битумов свидетельствуют об их эпигенетичности по отношению к вмещающим карбонатным породам.

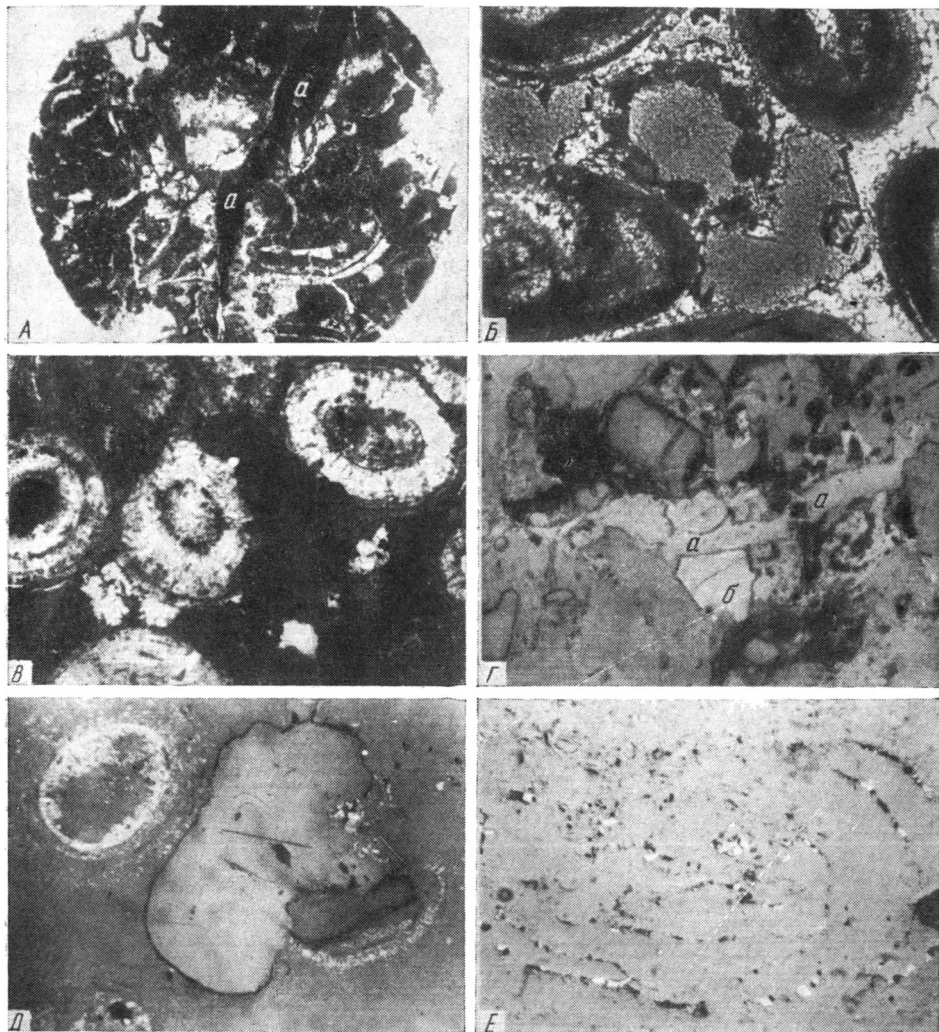
Цвет этих битумов меняется от светло-желтого до темно-коричневого. Блеск их стеклянный, излом раковистый, удельный вес 1,1—1,3. В ультрафиолетовом свете некоторые разности цветных битумов люминесцируют желтым. В органических растворителях растворяется иногда до 5% от веса образца. При нагревании плавятся, а затем разлагаются с выделением большого количества дегтя. Кокс вспученный, спекшийся или порошоквидный. В щелочах битум нерастворим.

В проходящем свете битум прозрачный или полупрозрачный, желтовато- или темно-бурый. Его отражательная способность несколько ниже, чем у карбоната. Отмечаются буроватые внутренние рефлексии.

Битумы присутствуют в значительных количествах в рудных и безрудных породах во всех трех выделенных нами зонах эпигенетических изменений: пластовой лимонитизации, уранового оруденения и черных пиритизированных пород (фиг. 1, 2). Они являются здесь как бы проходящими, накладываются на эти зоны.

В зоне оруденения при выполнении полостей оолитов, интенсивно импрегнированных настураном и сульфидами железа, цветное нерастворимое углеродистое вещество цементирует выделения рудных минералов. Цветные нерастворимые битумы находятся в виде прожилков, рассекающих рудные оолиты (фиг. 3, А) или в виде выделений неправильной формы, частично замещающих эти оолиты (фиг. 3, Б). В таких прожилках изредка встречаются обломки оолитов, содержащие настуран. Аналогичные соотношения между цветными нерастворимыми битумами и гидроокислами железа наблюдаются в зоне пластово-окисленных пород. Эти данные свидетельствуют об отсутствии парагенетической связи между цветными нерастворимыми битумами и урановым оруденением и о более позднем происхождении характеризуемых углеродистых веществ по сравнению с урановой минерализацией и рудоконтролирующей эпигенетической зональностью.

В табл. 1 представлены результаты минералогического, химического и рентгеноструктурного изучения, а также относительные количества некоторых структурных групп по данным инфракрасной спектроскопии наиболее характерных образцов цветных нерастворимых битумов, отобранных из пород эпигенетических зон. Содержания цветных нерастворимых твердых битумов во всех трех зонах сходны (в основном сотые и десятые доли процента).



Фиг. 3. Фотографии шлифов и аншлифов

А — прожилок цветного битума (а), пересекающий рудоносный оолитовый известняк, шлиф, без анализатора, $\times 37$; Б — неправильные выделения цветного битума (а), частично заместившего оолит, шлиф, без анализатора, $\times 72$; В — коррозия керитом (черное) рудных оолитов известняка, шлиф, без анализатора, $\times 72$ (фото В. И. Покровской); Г — прожилок керита (а) пересекает выделение настурана (б) в известняке, аншлиф, без анализатора, $\times 160$; Д — выделение керита (светло-серое), заместившего карбонат и часть рудного оолита, белое — настуран, темно-серое — обломок кварца, аншлиф, без анализатора, $\times 200$; Е — распределение настурана (светло-серое) в керите (серое) по концентратам, напоминающим оолит, аншлиф, без анализатора, $\times 340$

Элементарный состав цветных нерастворимых битумов во всех трех зонах также примерно однотипен, хотя и испытывает значительные незакономерные колебания. Так, в горючей массе содержание углерода 58,0—81,7, водорода — 3,7—8,1, серы — 1,33—9,82, суммы кислорода и азота — 9,6—28,7, воды — 1,7—9,5, кокса — 21,0—58,8%, C/H — 9,4—18,3, степень окисленности — 0,034—0,24.

Дифрактограммы твердых битумов в отличие от таковых нефтей и экстрактов («битумов А») из пород имеют, как правило, более слабое рентгеноаморфное галло, нередко с нечетко выраженным максимумом, что характерно для окисленных форм керитов (фиг. 4). При сравнении

Результаты анализов образцов карбонатных пород

Место взятия пробы	Эпигенетическая зона	№ образца	В образце, %				В горючей массе, %					
			растворимый битум	нерастворимый битум	влага, W ^a	зола, A ^a	углерод, C ^г	водород, H ^г	сера, S ^г	(O+N) ^г	газ, Г ^г	вода, H ₂ O ^г
Участок I Профиль 3	Желтых пластово-окисленных пород	1135	0,02	0,008	6,08	2,89	62,76	4,77	32,47	32,4	6,1	
		1139	0,03	0,017	7,32	5,75	67,66	3,70	4,15	24,49	25,5	8,8
		2624 ^a	0,08	0,072	4,83	5,31	65,88	5,45	28,77	26,7	1,7	
	Уранового ору- ждения	2624 ^b	0,08	0,096	7,06	5,74	69,65	4,27	4,12	21,96	27,9	7,4
		1138	0,04	0,21	8,28	4,34	70,75	3,84	3,54	21,87	29,4	7,7
		1137 ^b	0,005	0,04	6,68	14,62	67,20	4,18	3,69	24,93	27,5	9,2
		1137 ^a	0,08	0,09	6,66	3,50	69,48	4,67	3,22	22,63	26,9	9,0
		1134	0,003	0,074	6,42	3,30	63,58	4,27	3,34	28,71	24,1	6,6
		1145 ^a	0,1	0,7	9,83	2,29	69,58	4,05	2,07	24,30	28,9	8,4
	Серых пиритизи- рованных без- рудных пород	1136 ^b	0,1	0,017	5,12	6,27	66,90	5,76	27,34	25,4	9,5	
		1145 ^b	0,08	0,1	5,39	3,67	70,28	5,97	2,74	21,01	25,5	9,4
		1136 ^a	0,08	0,1	5,48	3,63	65,74	5,08	2,64	26,54	28,8	9,1
Другие участ- ки	Уранового ору- ждения	1032 ^{a*}	0,08	0,19	5,51	1,68	65,05	7,79	4,32	22,84	29,7	6,3
		1032	2,5	0,05	1,67	19,33	65,32	6,09	9,82	18,77	25,9	3,9
		ФР	0,003	0,016	3,86	43,45	58,00	5,68	36,32	—	—	—
		295	0,16	0,17	6,11	2,02	64,32	4,77	2,53	28,18	27,9	5,2
	II	809*	2,5	1,7	1,18	Следы	75,80	8,10	16,10	—	26,4	5,8
	II	379	0,1	2,1	2,45	0,94	81,71	7,36	1,33	9,60	23,9	7,6
	III	40 ^b	0,005	0,024	6,77	3,37	70,10	4,51	5,68	19,71	27,6	9,2

* Образец пропитан жидкой нефтью.

дифрактограмм можно выделить три типа кривых, отличающихся положением галло (выделены на фиг. 4 вертикальным пунктиром). Наиболее характерна для исследовавшихся цветных нерастворимых битумов первая группа; она имеет галло с максимумом, отвечающим расстоянию между молекулами порядка 4,7 Å (табл. 1), обязанному в основном парафиновым структурам. На кривых этого типа нередко отмечается кристаллическая фаза (парафин). Кривые, относящиеся к этой группе, отличаются более отчетливо выраженным галло по сравнению с таковым другой группы ($d=4,2$ Å). Сдвиг максимума галло кривых второго типа до $d=4,2$ Å в сторону карбонизованных веществ позволяет предполагать значительное содержание в углеродистых веществах сложных гетероатомных структур. Третья группа кривых, имеющая максимум галло порядка 5,2 Å, среди цветных нерастворимых битумов встречается реже. Она связана с наличием большого количества углеводородных составляющих типа изопарафинов.

Зависимости характера дифрактометрических кривых цветных нерастворимых битумов от типа вмещающих эпигенетически измененных пород, как мы видим, не отмечается (табл. 1).

На фиг. 5 показаны основные типы инфракрасных спектров цветных нерастворимых битумов, отобранных из различных эпигенетических зон. Если исходить из положения, что количество нитрогрупп в образ-

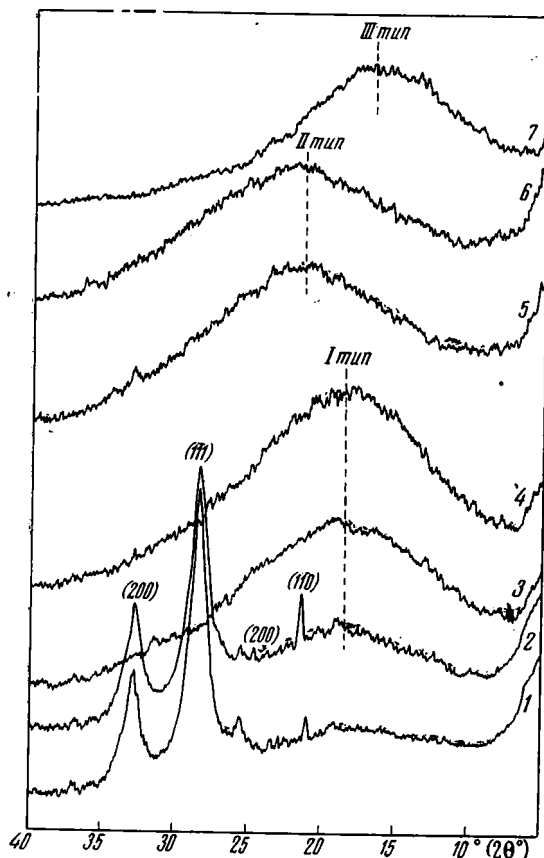
с цветными нерастворимыми битумами

де-готь ДГ	кокс, КГ	Характер кокса	С/Н	С О+N+S	Степень окислен- ности, сО	Меж- плоско- стные рассто- яния, Å	Относительное количество структурных групп			Тип кри- вых
							CH ₂ и CH ₃	C=O (в том числе COOH)	CNO ₂	
15,0	46,5	Порошок	13,2	1,9	-0,034	4,7	Мало	Очень много	Много	II
10,0	55,7	То же	18,3	2,4	-0,053	4,2	То же	Много	Мало	III
24,9	46,7	»	12,1	2,3	-0,084	4,7	Много	Очень много	Много	II
9,9	54,8	»	16,3	2,7	-0,031	4,7	То же	То же	То же	II
9,9	53,0	»	18,3	2,8	-0,016	4,2	Очень много	Много	Мало	IV
11,8	51,5	»	16,1	2,3	-0,027	4,2	Мало	То же	То же	III
16,6	47,5	»	14,8	2,7	-0,062	4,2	Много	»	Много	II
10,5	58,8	»	14,9	2,0	-0,013	4,2	Очень много	Много	Мало	III
4,6	58,1	»	17,2	2,6	-0,032	4,2	Много	Очень много	Много	II
25,0	40,1	»	11,6	2,4	-0,101	4,7	Очень много	Много	Очень мало	III
22,7	42,4	Слипшийся	11,8	2,2	-0,047	5,2	То же	Очень много	То же	II
20,9	41,2	порошок	12,9	2,3	-0,065	4,7	Много	Много	Мало	I
13,3	50,7	То же	13,6	2,2	-0,047	5,2	Очень много	Очень много	Очень много	I
26,9	43,3	»	10,7	2,3	-0,115	5,2	Мало	То же	Много	II
—	—	»	—	—	—	—	—	—	—	—
22,6	44,3	Спекшийся	13,5	2,1	-0,043	4,7	Очень мало	»	Очень много	I
46,6	21,5	Вспученный	9,4	4,7	-0,24	4,7	Мало	»	Много	II
47,5	21,0	То же	11,1	7,5	-0,22	4,7	Очень много	Много	Мало	IV
11,5	51,8	Порошок	15,5	2,8	-0,057	4,2	Мало	Очень много	Много	II

цах, обработанных азотной кислотой, определяет количество водородных групп, то по относительной интенсивности полосы 1550 см^{-1} исследованные цветные нерастворимые битумы могут быть разделены на четыре группы. При этом степень окисления характеризуется наличием карбоксильных групп C=O.

Группа I — с большим количеством водородных групп и сильным окислением. В группе II водородных групп меньше, а окисление сильное. Группа III — с малым количеством водородных групп и очень сильным окислением. Группа IV характеризуется весьма большим количеством карбоксильных групп при небольшом количестве водородных групп. Перечисленные типы кривых характеризуют цветные нерастворимые битумы, встречающиеся во всех трех эпигенетических зонах. Приуроченности какого-либо определенного типа битума к определенной зоне не наблюдается.

Таким образом, результаты химического, рентгеноструктурного анализов и данные инфракрасной спектроскопии показывают, что цветные нерастворимые битумы, распространенные в зонах уранового оруденения, серых безрудных неокисленных и желтых пластооокисленных пород, в целом сходны по своему составу и структуре. Вероятно, они представляют собой продукт преобразования какого-то единого исходного вещества.



Фиг. 4. Дифрактометрические типы кривых керитов и цветных битумов

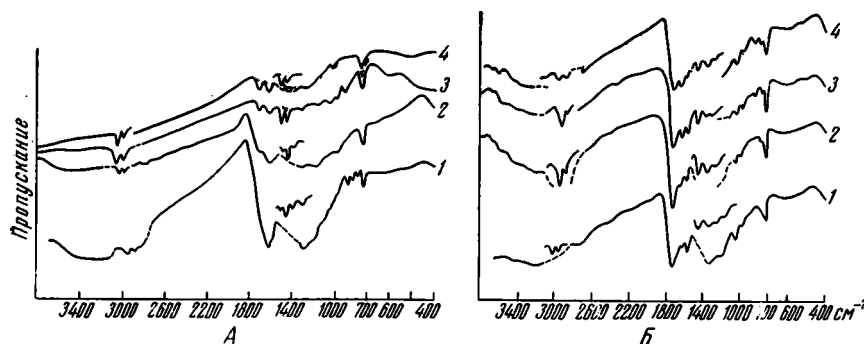
1 — исходный образец МС-1, пики (111) и (200) — кристаллическая фаза настурана; 2 — обр. МС-1, фракция <1,5, пики (111) и (200) — кристаллическая фаза настурана, пики (110) и (200) — кристаллическая фаза парафина; 3 — обр. МС-1, фракция <1,5, обработана HCl и HF; 4 — обр. 1146-A; 5 — обр. 1146-B и обр. МС-1 фракции 2,4—2,9 и >2,9, обработаны HCl и HF; 6 — обр. 1146-B, фракция 2,4—2,9 и обр. МС-1, фракция >2,9, обработаны HNO₃; 7 — обр. 11456, обр. 1032

ЧЕРНЫЕ НЕРАСТВОРИМЫЕ БИТУМЫ

Скопления черных нерастворимых битумов на участках 1 и 2 встречены нами в шести точках: в четырех из них — в пределах зон уранового оруденения и в двух — в безрудных породах (желтых лимонитизированных и серых пиритизированных). Они образуют прожилки, выполняют стилолитовые швы, замещают и корродируют оолиты (фиг. 3, Б) и

створки раковин. Отмечаются весьма четкие признаки замещения черными нерастворимыми битумами вещества вмещающей карбонатной породы.

По внешнему виду битумы черные, блестящие, черта черная или буровато-черная, твердость около 3, довольно хрупкие, излом раковистый до неровного. Крупные выделения битума иногда распадается на мелкие призмочки. Удельный вес чистого битума около 1,4. В органических растворителях растворяется 1—2,5% веса образцов. В ультрафиолетовом свете не люминесцирует. При нагревании не плавится, но разлагается с выделением значительного количества дегтя и газа, кокс не спе-



Фиг. 5. ИК-спектры битумов; битумы выделены в чистом виде обработкой слабой HNO₃; группы битумов: А — ИК-спектры цветных нерастворимых битумов: 1 — I (обр. 1032*), 2 — II (обр. 1136*), 3 — III (обр. 1137*), 4 — IV (обр. 1134); Б — ИК-спектры керитов: 1 — обр. 1146-A, 2 — обр. 1146-B, 3 — обр. МС-1, фракция 1,6—1,7, 4 — МС-1, фракция <1,5

кается. В щелочи битум не растворяется. В проходящем свете битумы непрозрачны, но иногда просвечивают темно-бурым цветом. В отраженном свете они серые, их отражательная способность 7—10%, изотропны, внутренние рефлексy отсутствуют.

Черные нерастворимые битумы встречаются в пределах скоплений настурана и на значительном удалении от них. В первом случае возникают срастания настурана и твердого битума, в результате чего битум становится «ураноносным». Образцы черного нерастворимого битума, отобранные за пределами проявлений урановой минерализации, не содержат урана.

Форма выделения битума по отношению к урановому минералу вторичная. Это прежде всего проявляется в пересечении микропрожилками черного нерастворимого битума выделений настурана (фиг. 3, Г). Черный битум замещает оолиты известняка, насыщенные очень мелкими вкрапленниками настурана изометрической формы (фиг. 3, Д). В результате такого замещения настуран иногда распределен в битуме по концентрам, как и в рудоносных оолитах известняка (фиг. 3, Е).

Такие соотношения можно видеть и на photographиях в книге С. Г. Батулина и др. (1965, рис. 77, 78). Иногда в процессе подобного замещения черным нерастворимым битумом рудоносных оолитов известняка происходит некоторая перегруппировка и укрупнение микровключений настурана.

Таким образом, наблюдаемые соотношения свидетельствуют о том, что черные нерастворимые битумы на рассматриваемых месторождениях (по крайней мере во всех изученных нами образцах) представляют собой более поздние образования по отношению к вмещающим породам и развитым в них минералам урана. Связь этих битумов с ураном, наблюдающаяся в некоторых образцах, видимо, случайное явление, которое объясняется механическим срастанием двух различных компонентов.

Соотношения черных и цветных твердых нерастворимых битумов остались невыясненными.

В табл. 2 представлены результаты химических, рентгеноструктурных анализов и инфракрасной спектроскопии наиболее типичных образцов черных нерастворимых битумов. Эти битумы содержат 67—79% углерода, 3—7% водорода, переменные количества серы, немного дегтя и по всем показателям полностью соответствуют группе керитов. По мере увеличения удельного веса фракций наблюдается изменение органической массы в сторону уменьшения количества углерода, водорода и выхода дегтя. При этом увеличиваются степень окисленности, выход воды и газа при сухой перегонке и $\frac{C}{O+N+S}$ соответственно уменьшается. Даже в чистом виде битум довольно зольный, содержит Ca, Fe, Si, P, U (целые проценты). В десятых долях процента присутствуют Na, K, Al, Mg, Cu, V, Sr.

При разделении образцов на фракции по удельному весу выявляется неравномерность распределения урана в битуме. Легкие фракции состоят в основном из углеродистого вещества, наиболее чистого и свободного от минеральных примесей. Количество углеродистого вещества закономерно убывает по мере утяжеления фракции, количество же урана соответственно возрастает. В тяжелых фракциях обнаружены минералы урана.

Некоторые образцы с керитом содержат много урана, так что возникает мысль о прочной связи этого элемента с углеродистым веществом. Однако уран из таких образцов выщелачивается кислотами легко и практически нацело (98—100%), как и из рудоносных пород, не содержащих твердых битумов. Это указывает на то, что уран и углеродистое вещество на изученных участках не находятся в какой-либо хи-

Результаты анализов черных твердых нерастворимых битумов

№ образца	Характер образца	Содержание углеродистого вещества, %	Содержание урана, %	Влага, Wa, %	Зола, Аз, %	В горючей массе, %							Характер кокса	С/Н	$\frac{S}{C} + \frac{N}{C} + \frac{O}{C}$	Степень окисленности с O	Межплоскостные расстояния, А
						угле- род, С	водо- род, Н	серы, S	(O + N) %	газ, Г	вода, H ₂ O	деготь, Д	кокс, К				
2617	Керит в рудном известняке	80,15	10,3	1,28	17,63	78,87	5,89	8,21	7,03	26,2	6,0	17,5	50,3	13,4	5,1	-0,15	4,7, легкие фракции
МС-1	Рудный известняк с включениями керита	74,87	8,9	1,55	22,56	77,93	6,66	10,54	4,90	27,2	2,7	18,8	51,0	11,7	4,9	-0,18	4,2, тяжелые фракции
1146-Б	Керит в безрудном известняке	85,0	0,024	6,18	0,38	67,65	3,65	1,36	27,34	22,7	10,1	1,3	65,9	18,5	2,4	-0,003	4,2
1145-А	То же	85,0	0,003	9,27	5,25	72,60	4,72	2,09	20,59	19,4	3,7	27,8	49,6	15,4	3,2	-0,079	4,7
348	Рудный оолитовый известняк с керитом	0,15	7,8	4,24	9,18	69,12	4,02	3,79	23,07	28,8	7,8	4,4	59,0	17,2	2,6	-0,029	4,7
343	То же	0,17	5,1	4,66	4,14	69,05	7,54	19,57	19,57	29,5	4,9	6,4	59,2	17,6	2,6	-0,021	4,7

мической или сорбционной связи, что подтверждает высказанное выше предположение о механическом срастании.

Содержания урана в черном нерастворимом битуме весьма изменчивы: там, где битум наложен на рудоносную зону, наблюдаются значительные концентрации урана; в пределах других эпигенетических зон битум практически урана не содержит (например, обр. 1146-А, табл. 2).

В образцах из рудной зоны уран в битуме находится в основном в форме настурана с размером ячейки $a = 5,42 \pm 0,03$.

Рентгеноструктурное изучение керитов показало их полную аналогию с цветными нерастворимыми битумами, т. е. в керитах различаются в основном те же две группы кривых, галло которых характеризуется межплоскостными расстояниями 4,2 и 4,7 Å (фиг. 4). Однако образцы керитов сложны по составу, так как дифрактометрические кривые, снятые для фракций различного удельного веса даже в одном образце различаются (фиг. 4, керит МС-1). В образцах рудных керитов различаются две фазы: кристаллическая за счет настурана и рентгеноаморфная, выраженная слабым диффузным галло. В образцах битумов с большим содержанием настурана на дифракционной кривой рассеяние углеродистой составляющей слабо выражено. При обработке кислотами настурановая фаза исчезает, а интенсивность рентгеноаморфного галло существенно увеличивается (фиг. 4, кривые 2, 3).

Изучение инфракрасных спектров образцов керитов показало, что спектры рудного и безрудного керитов аналогичны (фиг. 5, Б). Безрудный керит содержит в основном полосы в областях 720, 1390, 1460, 2860, 2930 и 2960 см^{-1} , обусловленные группами CH_2 и CH_3 . Присутствуют также алифатические спирты и сложные эфиры (полосы 1300, 1520, 1600, 3380 см^{-1}). В рудном образце есть полоса 1700 см^{-1} за счет карбоксильных групп, полосы 1520 и 1300 отсутствуют, а вместо последней имеется широкая полоса 1000—1400 см^{-1} (группы COH и CO). Характер инфракрасных спектров свойствен сильно окисленным разностям углеродистых веществ, в том числе тем, которые получаются при искусственном окислении. Это хорошо подтверждается результатами химического анализа (табл. 2).

ВЫВОДЫ

1. На пластообразных урановых месторождениях в карбонатных породах в небольших количествах, но почти во всех типах пород, присутствуют нерастворимые твердые битумы. Среди них резко преобладают цветные (от светло-желтых до темно-коричневых) разности; находки черных нерастворимых битумов (керитов) сравнительно редки. Содержание битумов в разных эпигенетических зонах колеблется примерно в одинаковых пределах.

В зависимости от местоположения битумов в них может находиться то или иное количество урана; однако основная масса битумов безрудна.

2. Подтверждены выводы А. А. Смирнова, В. Н. Холодова и др. о наложенности (эпигенетичности) нерастворимых твердых битумов по отношению к вмещающим карбонатным породам. Битумы тяготеют в целом к проницаемым участкам, выполняя поры, трещины, пустоты, оолиты и сутуро-стилолитовые швы.

3. Все виды твердых нерастворимых битумов (цветных и черных) в пределах изученных нами участков оказались наложенными на урановое оруденение. Случаи пространственного совмещения скоплений твердых битумов с урановой минерализацией, имеющие место на данных месторождениях, обусловлены, вероятно, общностью путей миграции в карбонатных породах ураноносных растворов и углеводородсодержащих флюидов.

ЛИТЕРАТУРА

- Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И., Каширцева М. Ф., Комарова Г. В., Кондратьева И. А., Лисицин А. К., Перельман А. И., Сидельникова В. Д., Черников А. А., Шмариович Е. М. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования. М., Атомиздат, 1965.
- Готман Я. Д. Осадочные месторождения. — В кн.: Геология, поиски и разведка месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Данчев В. И., Корников А. М., Неймышев М. В., Оляха В. В., Прошляков Б. К., Стрелянов Н. П., Ситников М. П. Об урановом оруденении в карбонатных осадочных породах. — Геол. рудн. месторожд., 1959, № 6.
- Данчев В. И., Лапинская Т. А. Месторождения радиоактивного сырья. М., «Недра», 1965.
- Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. М., Атомиздат, 1966.
- Смирнов А. А., Щербаков А. В. Методические указания по интерпретации и проверке радиогеологических аномалий с целью поисков урановых месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Солнцева Л. С., Пудовкина И. А. Методика исследования нерастворимых битумов по ИК-спектрам поглощения. — Мин. сырье, 1968, вып. 18.
- Холодов В. Н., Лисицин А. К., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 1.
- Ченцов И. Г. Вопросы минералогии и геохимии некоторых осадочных урановых рудопроявлений. — Тр. ИГЕМ АН СССР. М., 1959, вып. 28.

Дата поступления
12.VI.1972

О ГЕНЕЗИСЕ ОПОК

В. И. МУРАВЬЕВ

Исследование опок, развитых в бассейне среднего течения Дона, среднего и нижнего течения Волги, на Общем Сырте и в бассейне Эмбы, позволило установить общность структур, текстур и минерального состава этого типа пород. Структурные и текстурные признаки свидетельствуют об однократности их формирования и о геологически мгновенном включении в процесс седиментации весьма больших масс тонкодисперсного материала. В минеральном составе опок широко распространены монтмориллонит и цеолиты и отсутствует каолинит. Эти данные позволили сделать вывод о формировании опок по вулканическим пеплам.

Опоки как самостоятельный тип пород выделены среди молодых платформенных образований. В пределах Центральной Европы, на Русской и Сибирской платформах эти породы широко распространены, сосредотачиваясь главным образом в интервале разреза от турона до эоцена включительно. Рассмотрение литературного материала, посвященного опокам, позволяет сделать вывод, что под этим наименованием часто описываются петрографически разные породы, объединяемые по высокой кремнистости, прочности, легкости. Не останавливаясь на опоквидных породах, можно привести пример, когда плотные, неразмокающие эоценовые диатомиты месторождения Кудуж (севернее Эмбы) описаны под именем опок (Яншин, 1953), а породы того же стратиграфического горизонта и того же состава у ж. д. ст. Киргизская (восточнее Эмбы) — под именем диатомитов (Иванова, Сегедин, 1970). В этом месторождении они не уплотнены и легко размокают в воде.

При подготовке настоящей работы были использованы разрезы верхнемеловых и палеогеновых пород, изученные в естественных обнажениях и по керну скважин в бассейне среднего течения Дона, среднего и нижнего течения Волги, в Прикаспийской впадине, на Общем Сырте, в Приугоджарье и Северном Приаралье.

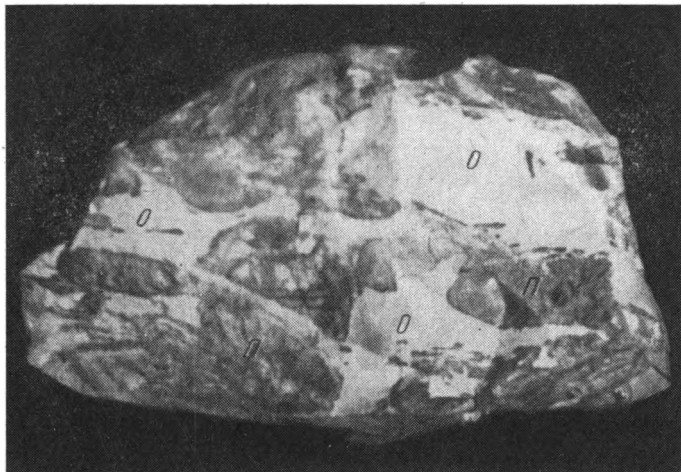
ТЕКСТУРЫ ОПОК

При рассмотрении вопроса о генезисе опок вряд ли можно ограничиться даже самым детальным рассмотрением лишь наиболее чистых их разновидностей. Чрезвычайно большую информацию дают исследования рядов пород, формирующихся на стыке фаций, характер переходов полатерали, взаимоотношение с подстилающими и перекрывающими породами, «правомерность или запрещенность» тех или иных минеральных примесей и т. п.

В фациальном профиле глауконит-кремнисто-меловой формации опок обычно занимают положение между фацией прибрежных песков и мело-мергельными фациями открытого моря. На контакте с песчаными фациями среди опоквых образований чрезвычайно широко распространена большая гамма пород, характеризующихся различными соотно-

шениями собственно коллоидного вещества и включениями в него тонкодисперсных частиц глинистых минералов и обломочных зерен песчано-алевритовой размерности.

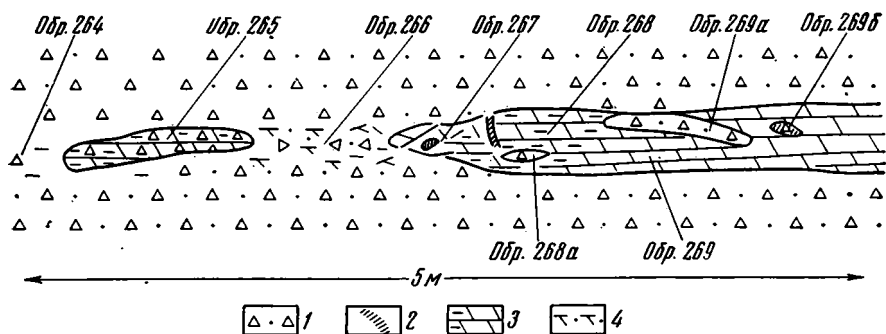
При всем разнообразии этой группы пород общим для них является один очень важный текстурный признак. При раскалывании образца существенно опокового состава не обнаруживается четких плоскостей скола: уровни, соответствующие плоскостям наслаения, выявляются не в виде четких плоскостей, а представляют некоторую бугорковатую поверхность, прекрасно различимую невооруженным глазом. Отдельные элементы этой поверхности сложены различным материалом: песчаными частицами и глауконитом, сгруженными на коротких участках, отпрепарированными элементами линз алевролитов, обогащенных чешуйками



Фиг. 1. Песчаник с гнездами опоки
 $\frac{1}{2}$ натуральной величины; О — опока, П — песчаник

аллотигенной слюды или же чистой опокой. По-видимому, такое распределение материала характерно не только для платформенных опок. В. И. Гречин (1971) отмечает гнездовидные скопления песчано-алевритового материала в миоценовых опоках Камчатки. Соотношение масс различного по зернистости материала определяет название конкретной породы. В песчаниках с опоковым цементом неперенным членом являются редкие гнезда, выполненные чистой опокой и практически лишенные песчаных зерен, а в опоках (даже в достаточно чистых разностях) в пределах пласта можно встретить гнезда песка или слюдястого алеврита. Все же промежуточные разности пород характеризуются различным соотношением гнезд опокового и песчано-алевритового состава. В отличие от обычной седиментационной слоистости с ровными поверхностями раздела фаз, различающихся по гранулометрии, в опоках не наблюдается геометрически правильного обособления различного гранулометрического материала. Сгружение песчано-алевритовых зерен происходит в некотором объеме изолированными гнездами, обладающими прихотливыми очертаниями (фиг. 1), а размещение таких гнезд не приурочивается к какому-то единому уровню. Текстура опок в целом имеет как бы пудинговый характер.

Генетическая интерпретация такой текстуры встречает ряд затруднений. В первую очередь обращает на себя внимание одновременное присутствие песчаного (или алевритового) материала и соизмеримых масс второй фазы породы, обладавшей в момент седиментации весьма высокой дисперсностью. Не приходится говорить об отсутствии седи-



Фиг. 2. Схематическая зарисовка контакта опок и мела
1 — опок; 2 — участки вторичного окремнения; 3 — мел; 4 — брекчированные породы

ментационной сортировки для каждого из элементов породы, взятого в отдельности. Внутри достаточно крупных сантиметровых и более песчаных гнезд в опоках обломочный материал представлен почти однородными зернами. Вмещающая масса опок также образует гомогенную массу. Даже изолированное рассмотрение песчаных и опоковых гнезд внутри опокового пласта не позволяет установить какой-либо закономерности в распределении этих двух элементов, составляющих породу.

Формирование описанных текстур можно представить лишь в том случае, если пренебречь «стадий разбавленной суспензии» первичного седиментационного силицита (опоки), а допустить участие в седиментационном процессе сразу весьма больших масс достаточно концентрированной суспензии (или достаточно плотного геля), способной удерживать в своей массе крупные гнезда инородного состава. Мгновенное обрушение такой суспензии может разрушить седиментационные текстуры уже сформированных песков, расчленив пески на некоторые, часто крупные элементы. Включение таких элементов в массу густой суспензии может создать текстуру песчаных опок; точно так и привнос новых порций песчаного материала может привести к значительному проникновению обломочных зерен в массу уже осевшей суспензии с образованием опоковидных песчаников. Однако в обоих случаях исключается какое бы то ни было равномерное перемешивание тонкодисперсной фазы протоопоки и грубодисперсной фазы песка. Другими словами, мы должны допустить геологически мгновенное, одноактное формирование опок и исходить из предпосылок о быстром включении в процесс седиментации весьма крупных масс тонкодисперсного материала. Явления подобного рода имеют место при образовании селей, турбидитов или подводных оползней, но при рассмотрении всей совокупности данных о распространении, составе, структурах и текстурах платформенных опок механизмы подобного рода не могут быть привлечены. Чрезвычайно важным обстоятельством здесь является приуроченность описанных текстур только к пластам опок и отсутствие таких текстур в смежных пластах вмещающих пород.

Интересные данные можно получить и из рассмотрения фаций опок на стыке их с фациями открытого моря. Помимо переходов, характеризующихся плавным нарастанием карбонатности слоя, встречаются резкие контакты опоковых и карбонатных (меловых) фаций. Такой контакт был описан в береговых обрывах Волги у пос. Воскресенское: в этом участке имеет место латеральный переход кампанского мела в песчанистую опоку. На коротком промежутке (около 5 м) наблюдается зона активного контакта опоки и мела со следами текстур смешивания вязких полужидких илов разнородного состава. Ил протоопоки расчленил и фрагментировал ил протомела. Отдельные отторженцы мелоподобной породы (фиг. 2, обр. 265) оказываются оторванными от собственно ме-

лового пласта, а блоки опоки внедрены в мел (обр. 268а, 269а). В промежутке наблюдается брекчированная зона интенсивного смешения фрагментов пород разнородного состава (обр. 264).

Полости, трещины и ходы илоедов в пласте мела выполнены серым кремнеподобным веществом (обр. 267, 269б). При микроскопическом исследовании таких кремнеподобных образований (не царапающихся ножом) обнаруживается, что они сложены тем же материалом, что и песчанистые опоки, но сцементированы значительно интенсивнее, лишены микропор и обладают большей плотностью.

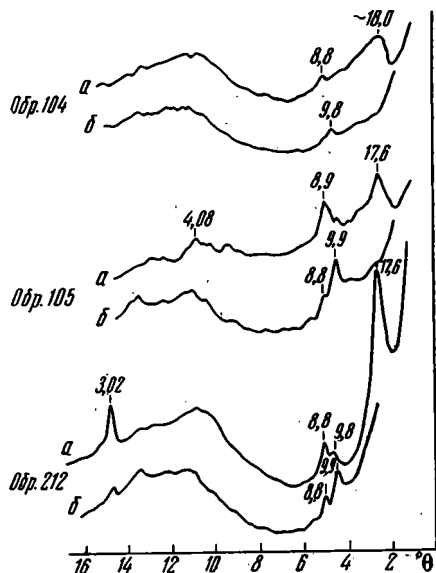
Таким образом, в постседиментационную стадию продолжалось перераспределение кремнезема, заполнявшего участки относительно повышенной проницаемости, но такое перераспределение генетически связано с опоками и не наблюдалось в контакте других пород с диатомитами, т. е. на стадии диагенеза происходит выделение подвижного кремнезема из материала, слагающего опоки.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОПОК

По-видимому, ключом для понимания процесса формирования опок является расшифровка их исходного состава. В составе реальных опок помимо рентгеноаморфного опала присутствует кристобалит. Непременный компонент опок — монтмориллонит, помимо этого в переменных количествах отмечаются: глауконит, кальцит, пирит, дисперсная гидрослюда, цеолиты, фосфаты, свободные гидроокислы железа. Песчано-алевритовые фракции минералов-примесей, сосредоточенные, как правило, в гнездовидных включениях, состоят обычно из глауконита и кварца и незначительных количеств (1—5%) кислых плагиоклазов, в наиболее тонких классах в заметном количестве присутствует мусковит. Наблюдающиеся вариации состава песчаных гнезд коррелируются с составом вмещающих песчано-алевритовых пород или песчаников, сменяющих опоки по латерали. К гнездовидным песчаным включениям в опоках приурочены также обломки фосфатов, но включения фосфатных галечек или фосфатизированных органогенных остатков наблюдаются также и в базальных слоях опок. Такие включения отмечены в подошве пород сантона в береговых обрывах Дона у совхоза Калининский, в основании слоев белогородни на Волге, в основании тыкбутацкой свиты (верхний палеоцен) в Примудоджарье.

Цеолиты сосредоточены в основной гомогенной кремневой массе опок, где они образуют мельчайшие кристаллики до 1—2 мк, и в поровых промежутках песчаных гнезд. Здесь наблюдаются несколько более крупные кристаллы цеолитов, до 5—8 мк. Кристаллы цеолитов обладают идиоморфной огранкой. Рентгенографические данные позволяют отнести их к группе гейландита, а сохранение интенсивности первого рефлекса (в области 8,8—9 Å) после прокаливания до 450—500° С может указывать на принадлежность их клиноптилолиту. Однако сложности, связанные с выделением мономинеральных фракций цеолитов из опок, не позволяют пока говорить о повсеместном развитии клиноптилолита в опоках и ограничиться отнесением цеолитов опок к группе гейландита. В подавляющем большинстве случаев при диагностике цеолитов приходится ориентироваться лишь на оптические данные в сочетании с дифрактометрией фракций <1 или 1—2 мк. Небольшой относительный процент цеолитов в этих фракциях, где они присутствуют как правило, в сростках, позволяет уловить на дифрактограммах лишь первый рефлекс (8,8—9 Å). При прокаливании же образцов первый базальный рефлекс монтмориллонита может маскировать пик 8,8—9 Å.

Монтмориллонит — практически единственный глинистый минерал, наполняющий опоки. Дифрактометрические данные позволяют установить примесь минерала с первым базальным рефлексом в области 10 Å.



Фиг. 3. Дифрактограммы фракций $< 0,001$ мм, выделенных из опок. Образец: а — насыщенный глицирином, б — прокаленный при 550°C ; обр. 104, 105 — сенонские опoki района станицы Базковская, Дон; обр. 212 — опoka из «полосатой» серии сантона, район с. Буерачное, Волга

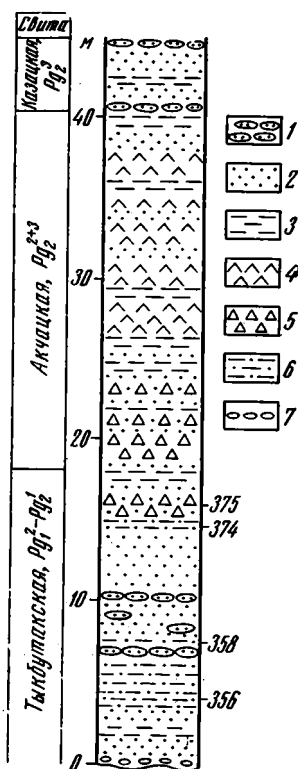
Но, по-видимому, этот рефлекс принадлежит измельченному глаукониту, постоянно присутствующему в опоках. Следует отметить неизбежные сложности, связанные с выделением глинистых минералов из опок. Глинистое вещество опок не обособлено, не создает каких-либо гнезд, а распределено во всей кремневой (опаловой) массе. Механическое истирание

опок приводит к некоторому обогащению тонких фракций глинистой составляющей, но не избавляет даже фракции < 1 мк от агрегатов. По-видимому, с этим обстоятельством связано отсутствие на дифрактограммах четких пиков достаточной интенсивности (фиг. 3). Кроме того, базальные рефлексы глинистых минералов получаются не острыми, а размытыми. Положение максимумов в них часто можно наметить лишь в некоторой области 12—13А для природных образцов и 17—18 А для образцов, насыщенных глицирином. Такое положение максимумов может быть интерпретировано как следствие плохой степени кристалличности монтмориillonита либо как указание на присутствие смешаннослойной фазы, включающей некоторое количество слюдоподобных слоев.

Сопоставление данных по минеральному составу заставляет констатировать одновременное присутствие в опоках достаточно зрелой ассоциации обломочных минералов (кварц, мусковит) и аутигенного комплекса минералов, образующихся за счет свежего, ювенильного материала (цеолиты, монтмориillonит).

ОБЗОР КОНЦЕПЦИИ ГЕНЕЗИСА ОПОК

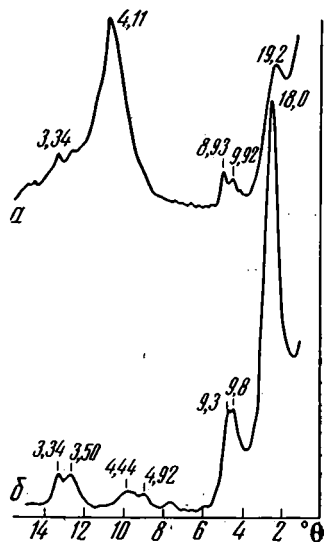
Геологически мгновенное появление значительных масс суспензий или геля существенно кремневого состава при принятии концепции терригенного сноса практически необъяснимо. Привлечение биогенной гипотезы, предполагающей постседиментационную трансформацию остатков кремневых организмов, оказывается также неоправданным. Эта гипотеза, развитая в трудах Я. В. Самойлова (1916, 1929), Я. В. Самойлова и Е. В. Рожковой (1925), Г. И. Бушинского (1954), Н. М. Страхова (1965), исходит из предпосылки вторичного перераспределения биогенного кремнезема в процессах диатогенеза и эпигенеза. Факт нахождения в опоках остатков кремневых организмов хорошей сохранности интерпретируется как следствие резко неодинаковой растворимости таких остатков. При этом различия в растворимости должны иметь место, с одной стороны, между спикулами губок, остатками диатомей и радиолярий и, с другой — только между остатками одной группы организмов. Хорошо сохранившиеся панцири диатомей, раковины радиолярий и спикулы обнаруживаются в опоках. Опоки и биогенные силициты сосуществуют в единых разрезах и ассоциируют с идентичными подстилающими и перекрывающими породами. Правда, отмечается некоторое запаздывание биогенных силицитов во времени.



Фиг. 4

Фиг. 4. Схематический разрез палеогена Примугоджарья

1 — песчаники; 2 — пески; 3 — алевриты; 4 — диатомиты; 5 — опоки; 6 — песчанистые бентониты; 7 — конгломераты; цифры справа — № образцов песчанистых бентонитов и опок
Фиг. 5. Дифрактограммы фракций < 0,001 мм из цеолитовых песков
а — из уплотненной зоны; б — из неуплотненной зоны



Фиг. 5

В пределах Примугоджарья опоки тяготеют к нижним частям акчацкой свиты эоцена, а пласты диатомитов сосредоточены в ее верхах (фиг. 4). Аналогичная последовательность отмечена М. Н. Брамлетом (Bramlette, 1946) для формаций Монтрей в Калифорнии, В. П. Казариновым для палеогена Западно-Сибирской низменности (Казаринов и др., 1969, стр. 391), Н. Г. Бродской (1966) для миоценовых отложений Сахалина, В. И. Гречиным (1971) для миоцена Западной Камчатки. По-видимому, такие соотношения не повсеместны. В литературе описаны латеральные переходы диатомитов в опоки, прослеженные по серии опорных разрезов (Дистанов, 1966). Эти соотношения, бесспорно, интересны, но расстояния между разрезами в приведенном профиле (более 10 км) столь значительны, что не позволяют с уверенностью коррелировать отдельные пласты, а указывают лишь на синхронность толщ, содержащих опоки и диатомиты.

Различия стратиграфического положения пластов опок и биогенных силицитов практически не меняют их относительной геологической позиции. Во всех упомянутых случаях пласты биогенных силицитов ассоциируют с тем же фаціальным набором пород, что и нижележащие опоки, хотя в миоценовых отложениях молодых вулканических областей и отмечается резкое возрастание доли туфов в низах разреза.

Суммарные мощности палеогеновых отложений Примугоджарья незначительны. Изменения геоморфологического положения различных участков обуславливают отличия в условиях дренажа, обилия фильтрующих вод, в глубинах погружения и других факторов, способных повлиять на эпигенетическую или гипергенную переработку первичного кремневого материала как опок, так и биогенных силицитов. Малые

мощности палеогена и ассоциация силицитовых пород с идентичными вмещающими породами не позволяют допускать каких-либо заметных отличий и в характере бассейна в период отложения опок и биогенных силицитов. Наконец, в опоках наблюдаются раковины и обломки раковин радиолярий, панцири диатомей, спиккули губок прекрасной сохранности.

В ряду глинистых опок и глинистых органогенных силицитов можно выделить разновидности пород с переменным содержанием глинистой части, но и в этих случаях в глинистых опоках при любом разбавлении кремнистой массы свойства пород меняются плавно, находясь в прямой зависимости от соотношения глинистой и кремнистой составляющей. Сохранность остатков диатомей, радиолярий и спиккул в диатомовых глинах также не отличается от сохранности их в собственно диатомитах.

При рассмотрении ряда органогенный силицит — песчаник можно отметить две особенности. Первая заключается в том, что при переходе к песчаным породам с примесью остатков кремневых организмов все большее значение приобретают наиболее крупные и прочные фрагменты кремневых скелетов. Если в рассматриваемых нами примугоджарских палеогеновых диатомитах доминируют остатки диатомовых, а раковины радиолярий и спиккули присутствуют в меньшем количестве и представлены мелкими обломками, то в песчанистых разностях остатков диатомовых почти не встречено, а наряду с обломочными зернами встречаются многочисленные крупные (соизмеримые с песчаными зернами) фрагменты кремневых спиккул. Распределение органогенных и обломочных зерен в породах статистически равномерное. Таким образом, в ряду диатомит (спонголит) — песчаник петрографические особенности всех промежуточных разностей пород подчинены динамике среды седиментации, а описанные выше брекчиевидные текстуры весьма показательны для опок и полностью отсутствуют в диатомитах.

Вторая особенность заключается в том, что в диатомитах и во всем ряду пород фациального профиля диатомит — песчаник постоянным компонентом их глинистой части является каолинит, в то время как в опоках (а также песчанистых, глинистых опоках) каолинит отсутствует.

Таким образом, текстурные, структурные признаки и минеральный состав опок и диатомитов не роднят эти породы, а разобщают их.

Изложенные данные не позволяют нам принимать органогенные кремневые постройки в качестве исходного сырья для последующей трансформации его в гомогенную кремневую фазу опок.

Абиогенная гипотеза формирования опок рассмотрена в работах В. П. Казаринова (1965), Казаринова и др. (1969). В качестве источника кремнезема в этих работах принимаются коры выветривания. Основная аргументация возможности образования хемогенных силицитов, генетически связанных с коровым процессом, базируется на том, что при выветривании и разрушении силикатов освобождается значительная масса кремнезема, удаляемая из кор. Дальнейшая судьба этого кремнезема в процессе переноса оставлена без рассмотрения. Не рассмотрены также и механизмы хемогенной садки кремнезема из вод морских бассейнов. Однако при критическом разборе биогенных гипотез В. П. Казаринов привлекает внимание читателя к фактам несомненного нахождения в разрезах опок и биогенных силицитов, подчеркивая стратиграфическую несинхронность этих пород и тяготение диатомитов и радиоляритов к более верхним горизонтам толщ, в то время как опоки в тех же толщах сосредотачиваются в нижних частях разреза. Отмеченная закономерность интерпретируется В. П. Казариновым как следствие убывающей во времени массы кремнезема, поступающего в бассейн седиментации. По его мнению, при весьма интенсивном привносе кремнезема организмы не успевают усвоить всю его массу, и биогенная садка кремнезема количественно оказывается задавленной массой кремнезема, высаживающейся из

вод хемогенным путем. Лишь на затухающей стадии корообразования, когда в бассейн поступают «остатки» кремнезема, биогенное извлечение его из вод бассейна уносит практически всю избыточную массу кремнезема, и опоки сменяются биогенными силицитами.

Возможность хемогенного извлечения кремнезема из растворов рассмотрена Х. Хардером (Harder, 1965), который экспериментально показал, что осаждение кремневого геля может происходить не только из насыщенных, но и из недосыщенных растворов. Механизм, рассмотренный Х. Хардером, может казаться достаточно убедительным, но связь хемогенных силицитов с корами требует специального анализа. В самом деле при развитии процесса выветривания формируются не только истинные и коллоидные растворы, но и значительные массы минералов, в том числе дисперсных, способных к переносу на значительные расстояния. В первую очередь следует отметить каолинит и свободные гидрокислы алюминия, но именно эти минералы не свойственны опокам. На каком этапе происходит расчленение кремнезема и дисперсных минеральных продуктов кор выветривания не ясно, тем более, что опоки присутствуют в ассоциации с песками, в том числе грубыми, и во всех случаях каолинит отсутствует либо присутствует в едва уловимых количествах, а главная масса глинистой составляющей опок (и песчанистых опок) представлена монтмориллонитом. Остаются неясными при принятии коровой гипотезы и отмеченные ранее текстурные особенности песчанистых опок.

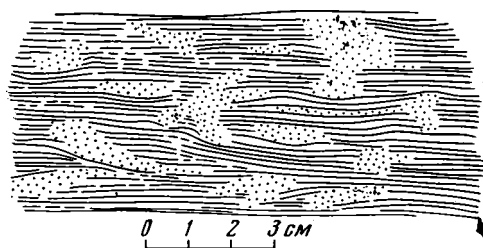
Наконец, процесс выветривания развивается в некотором отрезке геологического времени, и кривая его интенсивности может иметь восходящую и нисходящую ветви, поэтому сосредоточение биогенных силицитов (по В. П. Казаринову) равновероятно выше и ниже опок. Точно так равновероятное право на существование должны иметь и все переходные типы пород в ряду опоки — биогенные силициты. В реальных же разрезах Поволжья, Дона, Общего Сырта, Примугоджарья присутствуют опоки с малым количеством остатков кремневых организмов либо биогенные силициты, практически лишенные следов растворения биогенных построек и перераспределения кремнезема. В то же время разубоживание тех и других пород глинистым или песчано-алевритовым материалом наблюдается в самом широком спектре.

При рассмотрении генезиса опок интересными представляются воззрения И. А. Шамрая (1952^{1,2}, 1964, 1965), высказавшего предположение об их формировании по цеолитовым породам. И. А. Шамрай на основании анализа большого количества кернового материала и описания естественных обнажений бассейна нижнего течения Дона пришел к выводу, что опоки образуются на водоразделах или участках развития древнего расчлененного рельефа. Он описал случаи, когда горизонт, содержащий пласты опок, ниже уровня разгрузки грунтовых вод опок не содержит, но в нем появляются пласты цеолитолитов. Последние, по описанию И. А. Шамрая, представлены глиноподобными или алевритоподобными породами, сложенными в значительной массе цеолитами. По мнению И. А. Шамрая, трансформация цеолитовых пород в опоки происходила под действием гипергенных факторов и в первую очередь была обусловлена интенсивным выщелачиванием калия, натрия, алюминия из цеолитов фильтрующимися метеорными водами.

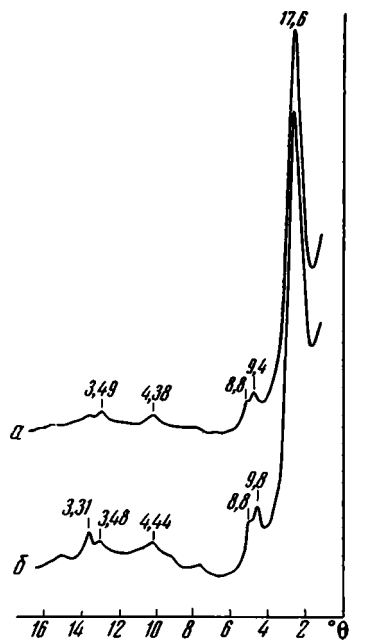
Высказанная точка зрения весьма интересна и заслуживает серьезного внимания, хотя объяснение механизма формирования опок, предложенное И. А. Шамраем, может быть и не единственным. Так, в пределах Саратовского Поволжья в ряде скважин, прошедших толщу палеогена и верхнего мела (скважина ВНИГНИ № 59, Эльтонская опорная скважина и др.), опоки встречены в погруженных зонах. Во всех случаях поверхности размыва (в том числе древнего) располагаются на много десятков или даже сотен метров выше пластов опок. В Эльтонской опор-

Фиг. 6. Зарисовка текстуры песчанистого бентонита
Натуральная величина

Фиг. 7. Дифрактограммы фракций $< 0,001$ мм, насыщенных глицерином (обр. 356)
а — из песчаных гнезд; б — из глинистой массы



Фиг. 6



Фиг. 7

ной скважине пласт чистой опоки описан в интервале 587—592 м (эоцен), а над этим пластом прослеживается непрерывный разрез алеврито-глинистых пород мощностью около 170 м (до кровли палеогена). В скважине ВНИГНИ № 59 опока описана в интервале 244—250 м (сантон), ближайшая поверхность размыва располагается на уровне около 110 м (подошва палеогена). Здесь следует отметить, что в описанной опоке из скважины ВНИГНИ № 59 присутствуют кристаллики цеолитов (клиноптилолит); в сантонских опоках из обнажений также отмечены цеолиты. Палеогеновые опоки из береговых обрывов Волги и опоки из Эльтонской опорной скважины постоянно содержат редкие цеолиты, сосредоточенные в полостях раковинок радиолярий или в поровых промежутках песчаных гнезд.

В значительных количествах цеолиты встречаются и в обнажениях сенонских и палеоценовых песков правобережья Дона. Их присутствие в разрезах погруженных участков верхнего мела — палеогена и обнажениях наряду с фактом установления опок в толщах, не измененных гипергенными процессами, может рассматриваться в качестве аргумента, доказывающего возможность параллельного формирования цеолитов, монтмориллонита, опала и кристобалита из одного и того же исходного вещества. Правда, этот аргумент не исключает возможности гипергенного разложения цеолитов с формированием вторичных силицитов. Так, в упомянутом нами случае нахождения цеолитов в палеоценовых песках правобережья Дона (район пос. Белогорье) пески, содержащие цеолиты, образуют сравнительно уплотненные грядки в стенках обрывов. На глубинах 15—20 см от поверхности те же пески становятся значительно более рыхлыми. При микроскопическом исследовании этих песков можно наблюдать в поровом пространстве хорошо ограниченные кристаллики цеолитов и массы как бы оплавленных, измельченных кристалликов, слипающихся в единую массу. Одновременно на дифрактограмме фракции $< 0,001$ м из уплотненной зоны песков появляется интенсивный рефлекс 4,11 Å (кристобалит, фиг. 5). По-видимому, поверхностное разложение цеолитов имеет место. Но пока трудно оценить масштабность это-

го явления. Главная же трудность заключается в нахождении непрерывного ряда изменения цеолитолит — опока. Такой ряд нам наблюдать не удалось, и он не описан в работах И. А. Шамрая. Не исключая возможности гипергенного разложения цеолитолитов, можно считать, что формирование основной массы описанных опок происходило не в зонах поверхностного выветривания, а образование цеолитов имело место наряду с образованием основной массы опок рентгеноаморфного опала и кристобалита по одному и тому же исходному веществу.

ВЫВОДЫ

Для вывода о генезисе опок чрезвычайный интерес представляют специфические породы, описанные в долине р. Тык-Бутак в Примугоджарье. В этом районе вскрыта толща верхнего палеоцена — нижнего эоцена, представленная чередованием песков, кварцитовидных песчаников, опок, алевроитов, глауконитовых песков и специфических песчаных глин. В приповерхностных оплывших участках обнажений эти глины имеют облик тонко переслаивающихся песчано-глинистых образований. Однако изучение текстуры таких пород в свежих сколах позволяет установить в них признаки, уже описанные для песчаных опок. Глинистая составляющая пород резко обособлена от песков, но расположение глин и песков гнездовидное, без какой бы то ни было правильной последовательности расположения гнезд в плане и в разрезе. Кварцево-песчаные скопления возникают на произвольных уровнях, имеют неправильную форму и представлены хорошо отсортированными разностями (фиг. 6). Размеры песчаных гнезд 0,5—2 см, разобщающая масса глин (главная составляющая породы) лишена песчаных зерен, образует монокристаллические пластинки и линзочки до 4—5 см, соединяющиеся друг с другом и как бы охватывающие сплошной пространственной сеткой вмонтированные гнезда песка. Кровля и подошва таких пород четкая. Всего в разрезе р. Тык-Бутак описано три таких пласта.

Нижний пласт имеет мощность 2,3 м, залегает с размывом на рыхлом глауконитовом песчанике, изобилующем зубами акул, и перекрыт с небольшим размывом пластом кварцевого песка, мощностью около 1 м. Верхние 25—30 см этого пласта литифицированы и превращены в кварцитовидный песчаник с четкой плоской кровлей, на котором залегает второй пласт описываемых песчаных глин. Этот пласт имеет мощность около 15 см и на коротком интервале в кровле (около 5 см) резко опесчанивается и переходит в следующий пласт кварцевого песка. Третий пласт описан в нескольких метрах выше по разрезу. Он налегает с размывом на пласт окисленного глауконитового песчаника и перекрыт песчаной опоккой. Плоскость верхнего контакта неровная, но не эрозийная, а обусловленная изменением прочности цементации. На сравнительно коротком участке (3—4 см) масса глин сменяется глинистой опоккой. Текстура породы сохраняется, но прочность меняется довольно резко. Верхняя часть (песчаная опока) нависает в виде карниза, нижняя часть оплывшая. При беглом взгляде на обнажение создается впечатление контакта пластов опок и глин. Текстуры описанных пластов песчаных глин идентичны. В составе песчаных гнезд преобладает кварц (до 90%), присутствуют угловатые зерна кислых плагиоклазов (1—2%) и глауконит (до 8%). Глинистая масса состоит из монтмориллонита и стекла с незначительной примесью цеолитов ряда гейландита (фиг. 7).

Стекло сильно разложено и превращено в монтмориллонит, легко переводимый в суспензию без энергичного растирания. Наряду с обособленной массой монтмориллонита в глине присутствуют комочки до 1—2 мм, состоящие из агрегированной, неразмываемой в воде массы монтмориллонит-опалового состава с реликтовыми частицами изотроп-

ного вулканического стекла с показателем преломления 1,478. Первичные контуры стекол нивелированы, масса их забита новообразованными чешуйками монтмориллонита, а агрегированное состояние обусловлено пленочными выделениями опала. Описанные пласты песчанистых бентонитовых глин, их текстурные особенности и состав представляются нам ключевыми для понимания генезиса опок.

Генетическая связь опок с бентонитами, тождество текстур песчанистых опок и песчанистых бентонитов и свойственная опокам ассоциация аутигенных минералов (цеолиты, монтмориллонит) позволяют сделать вывод о формировании опок по вулканическим пеплам.

Чрезвычайно важные наблюдения И. А. Шамрая о переходах пластовых опок по простираннию в цеолитолиты прекрасно согласуются с представлением об их вулканогенном образовании. Именно массовое и геологически мгновенное выпадение вулканических пеплов могло, с одной стороны, создать пласты со столь специфической текстурой и, с другой — обусловить последующее быстрое преобразование нестойкого вулканогенного материала в монтмориллонит, цеолиты, опал и кристобалит.

Механизм формирования пластов опок представляется достаточно сложным и зависящим от целого ряда факторов. В первую очередь эта сложность определяется соотношением интенсивности пеплопада с гидродинамикой и глубиной бассейна. Если скорость выпадения и масса пепла прямо коррелируются с возможностью образования концентрированной суспензии, способной достигнуть дна, то глубина бассейна, наличие и скорость течений, волнения должны препятствовать образованию гомогенного осадка существенно пеплового состава. Наконец, рыхлый пепловый материал, отлагавшийся на прилежащих к морскому бассейну участках суши, представлял тот резерв легко смываемого вещества, который мог быстро и резко включиться в процесс седиментации в прибрежной зоне. По-видимому, именно сложным взаимодействием этих факторов и определяется, с одной стороны, тяготение опок к зоне относительно мелководья и расположение опоковых фаций сразу за фациями прибрежных песков и, с другой — многообразие текстур и структур опок и опокovidных пород. В этом ряду мы находим и описанные здесь породы типа песчаник — опока с пудинговым вмонтированием гнезд песка в массу гомогенных опок и опоки с текстурами, подобными текстуре оползневых брекчий, в которых в сложнейшем переплетении находятся блоки, линзы, оборванные струи опок в опоках и достаточно равномерно перемешанные массы песчано-алевритового материала, сцементированного опоковым цементом. Наконец, на контакте с фациями мела появляются брекчиевидные текстуры и структуры опоко-мелового состава.

Интенсивность процесса преобразования пепловых туфов контролируется не только фациальными условиями, но и петрохимическим составом исходных пеплов. Это обуславливает всю сложную гамму минеральных паратгенезов опок. Кроме того, скорость преобразования вулканических стекол и их состав лимитировали и появление относительно нестабильной минеральной фазы — цеолитов. Тот факт, что в наблюдавшихся нами пластах витрокластического состава пепловые частицы были не до конца преобразованы, может указывать на их вероятную относительную крупность или сравнительно более кислую природу стекол. Все факторы, контролирующие постседиментационное преобразование туфов в описанном разрезе (Тык-Бутак), можно считать практически идентичными, поскольку и туфы, преобразованные в бентониты, и опоки встречены в едином маломощном разрезе и ассоциируют с одними и теми же породами.

В этой связи весьма показательны данные, приводимые М. Н. Брамлетом (Bramlette, 1947), изучавшим миоценовые силицитовые толщи

Калифорнии. Он описывает ряд грубых туфовых прослоев, включающих лапилли и ассоциирующих с диатомитами, опоками, кремневыми глинами и кремнями. М. Н. Брамлет отмечает резкую неравнозначность изменений туфов, которые в пределах одного пласта могут быть представлены и относительно слабо измененными разностями и почти полностью превращенными в бентониты на незначительном удалении (несколько километров). Максимально измененные туфы отмечаются в ассоциации с опоками и кремнистыми сланцами. Ассоциация опок и биогенных силицитов с туфами описана В. И. Гречиным (1971) и Н. Г. Бродской (1966).

Приведенные примеры показывают закономерность ассоциации пепловых туфов и силицитов. Бесспорно, большая мощность миоценовой формации Монтрей (Калифорния) и разрезов миоцена Камчатки и Сахалина, большая скорость накопления материала и захоронения осадков наряду с более молодым возрастом разрезов наложили свой отпечаток на суммарный эффект постседиментационных преобразований. Весьма важная особенность этих туфов — также их грубость, частота включения лапиллий и вулканических бомб, различная доля в их составе основных стекол базальтоидного ряда. Поэтому, привлекая данные примеры, нельзя искать полного тождества в реальных ассоциациях пород и продуктов их преобразования. Важно лишь отметить генетическую формационную связь пепловых туфов, опок, кремней и биогенных силицитов, чередующихся в единой толще. При этом в области активной вулканической деятельности закономерно распространение грубых лапиллиевых туфов с псаммитовой структурой, богатых не только витрокластическим, но и кристаллокластическим материалом. Появление на этом фоне более тонкодисперсных преимущественно витрокластических пепловых туфов, способных преобразоваться в опоки, также весьма возможно. На значительных же расстояниях от вулканов вероятно выпадение лишь тонких разностей пепловых туфов. По данным В. И. Влодавца (1959), воздушный разнос приводит к естественной сортировке пепловых частиц. Частицы песчаной размерности выносятся воздушным потоком на сотни километров. Тысячекилометровые расстояния преодолевает пепловая пыль с размером частиц $<0,1$ мм.

Если принципиальная возможность длительной миграции тонких пеплов в атмосфере не вызывает сомнений, то массовое выпадение пеплов с формированием гомогенных пластов, в том числе многометровой мощности, может казаться нереальным. Однако в этом вопросе главную роль должны играть, с одной стороны, масштабы эксплозивного вулканизма, а с другой — области размещения вулканов. Примесь пеплового материала в палеогеновых мергелях и даже пласты пепловых туфов в толще палеогена ФРГ, ГДР и Дании отмечены В. Ветцелем (Wetzel, 1936). Принципиальная возможность накопления пепловых пород в центральных областях Русской платформы доказывается находками четвертичных пепловых туфов, описанных В. Н. Лодочниковым (1935) и А. А. Дубянским (1935). По описанию этих авторов, пепловый туф трахитового состава образует линзовидное тело мощностью до 1 м, залегающее в древнечетвертичных аллювиальных отложениях. В. Н. Лодочников и А. А. Дубянский рассматривают в качестве возможных источников пеплового материала кавказские вулканы либо неизвестные ныне, располагавшиеся в пределах Донбасса.

Вопросы палеогеографии и размещения вулканических аппаратов в позднемеловое и палеогеновое время представляются нам весьма важными, но чрезвычайно сложными. Сейчас нет необходимых данных для их решения. Оставляя открытым вопрос о местонахождении вулканических аппаратов, следует констатировать лишь присутствие вулканогенных пепловых пород в палеогене ФРГ, ГДР и палеогеновых и четвертичных отложениях центральных и восточных областей Русской платформы. Очевидно, масштабы и интенсивность эксплозивного вулка-

низма в позднем мелу, палеоцене и эоцене были столь значительными, что разнос и осаждение больших масс пеплового материала оказались возможными на обширных территориях Сибирской и Русской платформ, в пределах Центральной и Западной Европы.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. ИГН АН СССР. М., 1954, вып. 156.
- Бродская Н. Г. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях.— В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Владавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение.— В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, 1959.
- Гречин В. И. Кремнистые породы миоцена Западной Камчатки.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Дистанов У. Г. О фациях ниже- и верхнесызранских слоев палеогена Среднего Поволжья.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 2.
- Дубянский А. А. Предварительные сведения о вулканическом пепле, залегающем в окрестностях г. Павловска Воронежской обл.— Тр. ЦНИГРИ, М., 1935, вып. 39.
- Иванова Т. В., Сегедин Р. А. Палеогеновая система. Западное Примугоджарье.— В кн.: Геология СССР, т. XXI, ч. I, Западный Казахстан, «Недра», 1970.
- Казаринов В. П. Наши разногласия (ответ на статью Н. М. Страхова).— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 5.
- Казаринов В. П., Бгатов В. И., Гурова Т. И., Казанский Ю. П., Будников В. И. и др. Выветривание и литогенез. «Недра», 1969.
- Лодочников В. Н. Полурыхлый пепловый туф трахита из Дуванки.— Тр. ЦНИГРИ. М., 1935, вып. 39.
- Самойлов Я. В. К вопросу о перемещениях кремнезема в осадочных отложениях.— Зап. геол. отд. о-ва любит. естеств., 1916, вып. 5, № 89.
- Самойлов Я. В. Биолиты как орудие постижения жизни прежних геологических эпох.— В сб.: Биотиты, М., 1929.
- Самойлов Я. В., Рожкова Е. В. Отложения кремнезема органогенного происхождения.— Тр. Ин-та прикладной минералогии и металлургии. М., 1925, вып. 18.
- Страхов Н. М. Проблемы осадочного породообразования в освещении В. П. Казаринова.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Шамрай И. А. Литолого-минералогические данные по разрезу третичных отложений в районе г. Сталинграда.— Уч. зап. Ростовского гос. ун-та, 1952, т. XVIII.
- Шамрай И. А. Литологический очерк палеогеновых отложений в полосе Северо-Восточный Донбасс, Нижний Дон, Нижнее Поволжье.— Уч. зап. Ростовского гос. ун-та, 1952, т. XVIII.
- Шамрай И. А. Палеоген Восточного Донбасса и северного крыла Азово-Кубанской впадины. Ростовский гос. ун-т, 1964.
- Шамрай И. А. Литологические проявления седиментационных перерывов в палеогеновой толще на юго-востоке Русской платформы.— В сб.: Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона. Ростовский гос. ун-т, 1965.
- Яншин А. Л. Геология северного Приаралья. МОИП, 1953.
- Bramlette M. N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks.— U. S. Geol. Surv., prof., P212, 1946.
- Harder H. Experimente zur Ausfällung der Kieselsäure. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 29, N 5, 1965.
- Wetzel W. Faziesprobleme der Mitteleuropäischen Tertiärmeere. Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Paläontologie der Alttertiärs von Fehmarn und Umgegend Kiels.— Zentralbl. f. Miner. Abt. «B», № 12.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
1.VI.1972 г.

УДК 552.143 : 551.3.053

ГРАВИТАЦИОННАЯ СОРТИРОВКА МИНЕРАЛЬНЫХ ЗЕРЕН КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИНТЕНСИВНОСТИ ДЕНУДАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Н. Г. ПАТЫК-КАРА, И. Э. ЛОГИНОВА

Описано явление вторичной гравитационной сортировки минеральных зерен по удельному весу в элювиально-склоновых отложениях и его проявление в условиях склонов с различным балансом материала. Рассмотрен возможный механизм этого процесса. Показано, что наблюдаемое избыточное накопление относительно тяжелых минеральных зерен в слое склонового смещения позволяет судить о величине денудационного среза.

Дифференциация минералов тяжелой фракции по удельному весу в толще рыхлых отложений, затронутых элювиально-склоновыми процессами, была описана Н. Г. Судаковой (1967) и Э. Г. Ананьевой (1971). Н. Г. Судакова наблюдала ее в поверхностных слоях аллювиальных толщ некоторых районов Забайкалья и Алдана, назвала «вторичным гравитационным перераспределением» и оценила с помощью коэффициента просадочности (K_p), который является отношением суммы минералов, имеющих удельный вес $\geq 3,5$, к таковой с удельным весом $< 3,5$. Установленное накопление относительно тяжелых минералов на глубине 2—3 м, иногда более, связывалось с их гравитационной миграцией в толще песчано-галечных осадков, доступных «активному промачиванию», однако механизм этого явления объяснен не был.

Нами дифференциация минералов в ходе элювиально-склоновых процессов была изучена в двух районах: на юге Дальнего Востока и в Северной Якутии. При этом анализировалось распределение минералов тяжелой фракции в толще элювиально-склоновых отложений в различных геологических (исходная порода) и геоморфологических (угол наклона поверхности) условиях.

Из таблицы видно, что в большинстве случаев в вертикальном разрезе элювиально-склоновых и склоновых отложений наблюдается устойчивая тенденция в перераспределении минералов тяжелой фракции по удельному весу. В низах толщи склоновых осадков отмечается относительное накопление минералов с большим удельным весом — магнетита, ильменита, циркона, рутила — за счет уменьшения содержания более легких минералов — амфиболов, эпидота, сфена и др. Эта тенденция хоро-

шо выражается с помощью $K_p = \frac{\sum I}{\sum II}$, возрастающего вниз по разрезу

(таблица), где $\sum I$ и $\sum II$ — содержание минералов с удельным весом соответственно $\geq 3,5$ и $< 3,5$.

При наличии нескольких точек опробования удается наблюдать, что возрастание содержания тяжелых минералов с глубиной происходит неравномерно (фиг. 1).

Распределение минералов с различным удельным весом в элювиальных и склоновых отложениях

Положение в рельефе	Угол наклона поверхности, град	Исходная порода	Характеристика горизонта	Литология	Глубина, м	Минералы*			Коэффициент перераспределения **
						ΣI. %	ΣII. %	ΣI ΣII	
						удельный вес ≥3,5	удельный вес <3,5		
Поверхность плоских междуречий	0	Кора выветривания на гранитах	Склонового смещения	Песок с дресвой	0,5	5,1	94,9	0,05	—
	1	То же	То же	Дресва в суглинке	1,5	13,8	86,2	0,16	1,7
				Песок суглинистый с дресвой	1,0	36,5	55,5	0,65	
				То же	2,0	63,5	22,5	0,28	
				»	3,0	48,5	36,0	1,33	
				»	7,2	18,5	66,5	0,28	
	2	»	Склонового смещения	Дресва	8,0	22,5	57,5	0,31	1
				То же	10,0	31,0	51,5	0,6	
				»	1,25	36,4	43,6	0,83	
				Песок глинистый с дресвой	2,0	68,0	32,0	2,1	
				Глина	3,8	64,0	36,0	1,78	
	3	Выветрелые конгломераты	Склонового смещения	Песок глинистый	0,6	6,2	93,8	0,07	2,3
				Суглинок с гравием	1,5	28,0	72,0	0,39	
				Песок с гравием	2,5	3,3	96,7	0,03	
				То же					
Поверхность террасовидных уступов	0,5	Выветрелые песчаники	Склонового смещения	Глинистый песок	0,7	54,5	45,5	1,19	—
	4	Кора выветривания на гранитоидах	То же	Песок разномзернистый	1,4	61,2	38,8	1,58	
				Суглинок с дресвой	1,5	0,5	99,5	0,005	
				То же	2,5	58,8	41,2	1,42	
				Дресва	4,0	20,6	79,4	0,26	
	6	Выветрелые песчаники	Склонового смещения	Песок мелкозернистый	1,0	9,0	91,0	0,09	—
	12	Кора выветривания на гранодиоритах	То же	То же	2,0	11,5	88,5	0,13	
				Песок с дресвой	0,5	4,5	95,5	0,04	
				То же	1,0	23,5	76,5	0,30	
				»	1,5	69,0	31,0	2,22	
				То же	2,0	3,0	97,0	0,03	
	Склоны	15	Граниты	Склонового смещения	»	3,0	3,0	97,0	0,03
					Суглинок с дресвой	1,0	82,0	18,0	4,1
					То же	2,2	97,8	2,2	44,5

15	Древние аллювиальные отложения	То же	0,5	12,5	87,5	0,14	—
			1,2	21,0	78,5	0,26	—
			2,0	30,2	68,5	0,44	—
30	Граниты	»	0,7	9,4	90,6	0,10	—
			2,0	13,0	87,0	0,15	—
35	Древние аллювиальные отложения	»	0,1	57,0	43,0	1,3	0,3
			0,3	69,5	30,5	2,3	0,6
			0,5	69,0	31,0	2,2	0,6
			0,8	72,0	28,0	2,6	0,7
			1,0	75,5	24,5	3,1	0,8
			2,0	79,0	21,0	3,8	1
		Несмещенная порода					

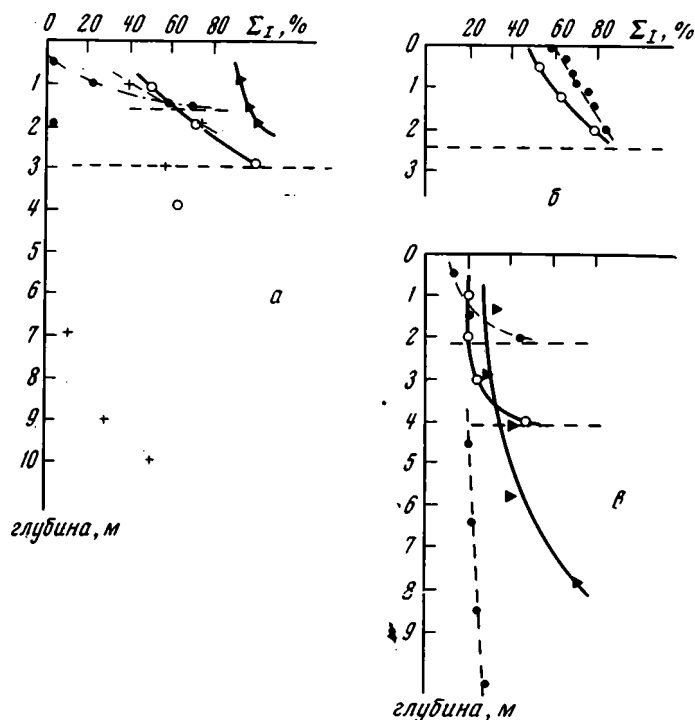
* Исключены разрушенные и аугитные минералы.

** За единицу принято среднее значение $\frac{\Sigma_1}{\Sigma_{II}}$ в несмещенной породе.

Рассмотрим геоморфологические условия проявления процесса дифференциации. Наиболее отчетливо вертикальная дифференциация минералов выражена на горизонтальных и слабонаклонных (1—5°) поверхностях междуречий, широких террас и террасовидных уступов, т. е. там, где исключен боковой привнос материала какими-либо процессами. В этой обстановке во всех проанализированных случаях отмечено увеличение зерен тяжелых минералов с глубиной, достигающее максимума в основании разреза склоновых отложений. На склонах отмечаются значительные отклонения в характере распределения минералов тяжелой фракции. Наряду с прогрессирующим накоплением тяжелых минералов с глубиной (фиг. 1) может наблюдаться и обратная картина — концентрация тяжелых минералов в поверхностном слое. Перечисленные случаи отмечались на участках склонов с разной геоморфологической позицией, крутизной и характером протекающих на них процессов (и, как мы покажем ниже, могут служить отправной точкой при оценке баланса материала).

Сходная картина наблюдается в распределении полезных компонентов в элювиально-склоновых и склоновых оловянно-вольфрамовых россыпях. На участках интенсивного сноса пласт концентрируется в нижней части слоя, затронутого склоновым смещением, с максимумом у его подножья (Патык-Кара, Симонов, 1970). На вогнутых перегибах и у подножья склона пласт растягивается по вертикали и распределение полезных компонентов в разрезе склоновых отложений становится более равномерным (фиг. 2).

Имеющийся в наличии материал не позволяет точно описать механизм процесса вертикальной дифференциации минералов по удельному весу. Напомним, что Н. Г. Судакова придавала главное значение пористости грунта, обуславливающей его активное промачивание, и следовательно, полагала, что обогащение нижележащих слоев тяжелыми минералами происходит за счет вымы-



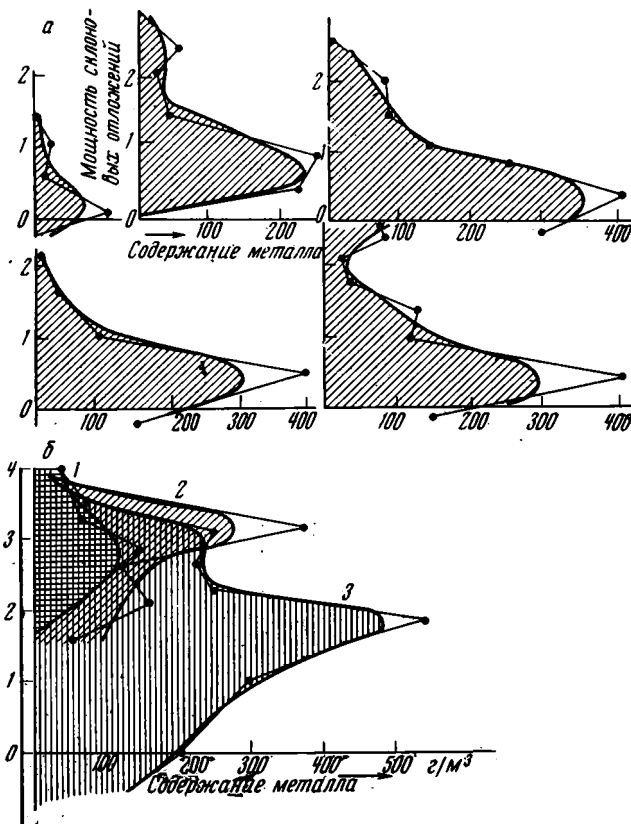
Фиг. 1. Распределение тяжелых минералов по разрезу а — сапролитовой коры выветривания Малого Хингана; б — древних аллювиальных отложений Амуро-Зейской депрессии; в — древних аллювиальных отложений Алдана и Забайкалья, по данным Н. Г. Судаковой (1967). Значками показаны пробы, принадлежащие к одному разрезу

вания последних сверху при просачивании атмосферных осадков. Следует отметить, что большая мощность слоя дифференциации в описанных ею случаях (2—7 м), превышающая мощность слоя склонового смещения (1,5—2,0 м), а также «промывистость» вмещающих толщ, имеющих песчано-галечный состав, подтверждают возможную роль водного переноса минералов.

В плотных суглинистых и супесчаных элювиально-склоновых отложениях свободный перенос зерен песчаной фракции водами, циркулирующими в толще наносов, не представляется возможным. Попытка обратиться к теории морозной сортировки грунтов также не дала желаемых результатов. Большинство из имеющихся гипотез (подробно изложенных, в частности, в работе Уошберна, 1958) объясняет лишь сортировку по фракциям (выпираание щебня и глыб из мелкозема). Рациональное зерно для объяснения интересующего нас процесса содержат следующие теории.

1. Теория многократных промерзаний, сопровождающихся изменением влажности мелкозема вследствие действия капиллярных сил, выдвинутая Хёгбомом. Согласно ей, скорость процесса прямо зависит от частоты температурных колебаний, и в первую очередь частоты переходов температуры через 0°C .

2. Изменение эффективного давления частиц грунта при изменении влажности — гипотеза, предложенная А. А. Уошберном в дополнение к конвекционной теории деформаций грунтов. Суть гипотезы состоит в том, что только давление, передаваемое непосредственно от зерна к зерну (эффективное), а не через пленки воды в порах, может быть причиной сопротивления трению в грунтах. Изменение влажности грунта при-



Фиг. 2. Распределение полезного компонента в склоновых оловянно-вольфрамовых россыпях Якутии
 а — на склонах сноса; б — на участках склонов с балансом материала, близким к 0 (1, 2 — на вогнутых перегибах; 3 — во фронтальной части уступа солифлюкционной террасы)

водит к изменению эффективного давления и, следовательно, внутреннего трения. В свою очередь уменьшение внутреннего трения облегчает перегруппировку частиц грунта под воздействием силы тяжести, т. е. может служить толчком к их гравитационной сортировке.

3. В более общей форме процесс сортировки был объяснен Голдсуэтом, согласно которому многократные колебания температуры (в том числе переходы через 0°C), сопровождающиеся подвижками камней и мелкозема в толще грунта, по своему воздействию аналогичны вибрациям в сыпучей среде с длинным периодом колебания (в 1 день и более). В пористых грунтах (песках, гравийниках и т. д.) вертикальная сортировка минералов может быть объяснена также их вымыванием водой, фильтрующей сквозь толщу осадков.

К изложенным гипотезам следует добавить, что существенная, если не важнейшая, роль в перегруппировке минеральных частиц грунта принадлежит, очевидно, раздвигающей деятельности шлировых выделений льда, образующихся в результате сезонного промерзания, и последующему их вытаиванию. На склонах перегруппировка частиц является составляющей частью общего процесса перемешивания масс в ходе солифлюкционного смещения.

Аналоги этого природного процесса можно, очевидно, найти, обращаясь к технологии гравитационного обогащения руд (Фоменко, 1966; Подкосов, 1967): сегрегация материала по удельному весу, основанная на перегруппировке частиц в момент разрыхления толщи, и отчасти

процесс отсадки, предполагающий периодическое разрыхление и взвешивание частиц породы под воздействием восходящих и нисходящих потоков воды. Экспериментально установлено, что эффективность разделения тяжелых и легких компонентов определяется, в частности: 1) частотой и амплитудой колебаний и 2) высотой порога, через который происходит удаление скопившейся наверху легкой фракции, и следовательно, мощностью слоя, переходящего в «хвосты». Второе условие, как мы покажем ниже, имеет важное значение в природном процессе дифференциации; оно определяет мощность слоя, удаляемого денудационными процессами.

Изложенные соображения позволяют в качестве рабочей гипотезы принять, что движущей силой в процессе дифференциации минералов являются суточные и сезонные колебания температур, особенно с переходом через 0°C , сопровождающиеся образованием льда, что вызывает периодические изменения объема и разрыхление грунта. При региональных исследованиях, принимая одинаковый ритм температурных колебаний для района в целом, можно полагать, что в каждом случае интенсивность вертикальной гравитационной дифференциации минералов будет зависеть от механического состава грунта, его пористости (плотности), водонасыщенности и, следовательно, консистенции. Характер этой зависимости в настоящий момент неясен и может быть установлен лишь по мере накопления фактического материала.

Описанное перераспределение минералов внутри тяжелой фракции представляет лишь частный случай гравитационного перемешивания минеральных зерен. Аналогичная картина наблюдается при анализе распределения любой произвольно выбранной группы тяжелых минералов, например при сравнении содержания легкой и тяжелой фракции (удельный вес 2,9). Более четко это явление выражено, когда анализируемая группа представлена весьма тяжелыми минералами (касситерит, вольфрамит, золото и др.).

Чрезвычайно интересные данные получены при изучении распределения тяжелой фракции в рыхлых отложениях, затронутых вторичными элювиально-склоновыми процессами: озерно-аллювиальных толщах и корках выветривания. В поверхностном слое мощностью 1,5—3,0 м, соответствующем зоне интенсивных сезонных температурных колебаний, содержание тяжелых минералов возрастает с глубиной, достигая максимума в основании указанного слоя, после чего резко падает. В более глубоких слоях распределение минералов тяжелой фракции не обнаруживает какой-либо закономерности. При этом надо иметь в виду существенные отклонения, связанные с исходным составом пород, степенью выветрелости их минеральных компонентов и т. д. В аллювиальных толщах приходится учитывать неравномерное обогащение тяжелыми минералами прослоев разного механического состава, в корках выветривания — увеличение с глубиной малоустойчивых компонентов, таких, как амфиболы, которые существенно могут изменить характер кривой. При анализе конкретных разрезов влияние этих факторов, как правило, может быть учтено. В частности, при анализе разрезов сапролитовой коры выветривания гранитоидов на Малом Хингане был возможен контроль по ильмениту и эпидоту — минералам, весьма устойчивым к выветриванию и сохраняющимся по всему разрезу коры. Анализ в значительной мере облегчается также весьма монотонным составом материнских пород.

При сравнении среднего содержания минералов с удельным весом $\geq 3,5$ в слое вторичной дифференциации (слой *a*) и в исходной породе обнаруживается более чем двух-трехкратное накопление тяжелых минералов в слое *a*. Это видно на фиг. 3. Пусть $f(x)$ — функция, характеризующая изменение содержания данной группы минералов с глубиной. Тогда вертикальный запас минералов данной группы в слое *a* будет ра-

вен площади $S_1 = \int_0^A f(x) dx = f(c)a$. Обозначим через q среднее весовое содержание тяжелых минералов на глубине $x > a$; тогда площадь $S_2 = aq$ дает исходный вертикальный запас в столбе породы высотой a . Как видно из фиг. 3, $\int_0^A f(x) dx > aq$, что отражает увеличение вертикального

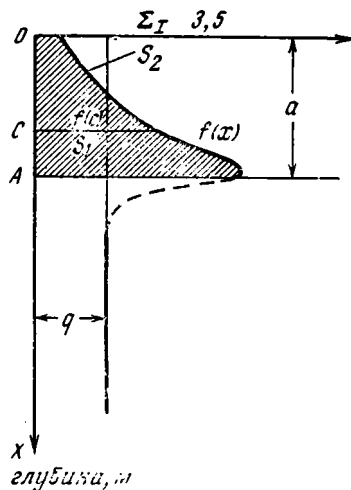
запаса тяжелых минералов в слое a по сравнению с исходной породой. Поскольку привнос их со стороны исключен (см. выше), указанное явление может быть объяснено «дефицитом мощности» вмещающих отложений, возникшим вследствие удаления некоторого слоя денудационными процессами. Таким образом, изучение дифференциации тяжелых минералов в отложениях, затронутых склоновым смещением, указывает новый путь к решению вопроса о величине денудационного среза локальных участков. Сравнение степени проявления указанного явления на денудационных поверхностях, характеризующихся одинаковыми фациальными условиями, позволяет на наш взгляд, судить об интенсивности денудации и проводить относительное сравнение величины денудационного среза в их пределах. С помощью метода, очевидно, возможно сравнение относительного денудационного среза отдельных блоков в пределах структур.

Для суждения об абсолютной величине слоя денудации за время последнего цикла развития склона имеются значительные трудности, главная из которых заключается в том, что неизвестна доля тяжелых минералов, удаленных склоновыми процессами. Приняв предварительно, что темп денудационного среза и мощность слоя вторичной гравитационной сортировки оставались постоянными во времени, можно выделить два случая соотношения темпов денудационного сноса и гравитационной дифференциации.

1. Скорость вертикальной дифференциации минералов намного превышает скорость удаления материала, в результате чего все тяжелые минералы остаются на месте. В этом случае, сравнивая среднее весовое содержание минералов данной группы в слое вертикальной дифференциации (a) и предполагаемом удельном слое (X), из простой пропорции получим $X = a(Q - q) : q$, где Q ($Q = f(c)$) и q соответственно весовые содержания данной группы минералов в слоях a и X .

2. В большинстве случаев дифференциация не приводит к полному осаждению тяжелых минералов в нижних слоях, и часть их удаляется склоновыми процессами. В результате полученное таким образом значение X оказывается существенно заниженным и может быть принято лишь как нижний предел при определении величины денудационного среза. Вместе с тем не исключена возможность, что в определенных условиях, при высокой проницаемости грунтов, вычисленная указанным способом величина может соответствовать действительности.

Участки с отрицательным балансом материала характеризуются накоплением тяжелых минералов в низах слоя склонового смещения; участки транзита и накопления имеют более сложную картину распределе-



Фиг. 3. Схема распределения концентраций тяжелых минералов под влиянием вторичной гравитационной сортировки

ния минералов, которая зависит от поступления материала с вышележащих участков склона.

Установленное нами избыточное накопление тяжелых минералов в поверхностном слое открывает новые пути в оценке относительной величины денудационного среза локальных участков с однородным геологическим строением.

3. С методической точки зрения интересной представляется также зависимость вторичной дифференциации от степени дезинтеграции породы. Очевидно, что при образовании щебнистого элювия значительная часть минеральных зерен находится в связанном состоянии и соответственно доля удаляемых тяжелых минералов будет определяться распределением обломков в толще элювия. Наиболее полно дифференциация минералов по удельному весу проявляется в дресвяных элювиально-склоновых отложениях, обеспечивающих высокую степень высвобождения минеральных зерен из породы при сравнительно слабой их химической изменчивости. В корах выветривания, характеризующихся конечными стадиями разложения минералов, гравитационная дифференциация будет, очевидно, зависеть от типа и стадии химического выветривания.

Предлагаемая статья ставит своей целью привлечь внимание литологов к явлению интересному, но до настоящего времени практически не освещенному в литературе. Дальнейший сбор фактов и их тщательный анализ, несомненно, позволят оценить истинную ценность минералогического метода для определения баланса материала на склоне и величины денудационного среза. Вместе с тем даже разобранные случаи указывают на значительную перспективность метода и необходимость его дальнейшей разработки.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананьева Э. Г. Дифференциация минералов тяжелой фракции в склоновых отложениях (на примере Забайкалья, Зауралья и центральных районов Колымы).— В сб.: Склоны, их развитие и методы изучения. Вопросы географии, № 85, М., «Мысль», 1971.
- Патык-Кара Н. Г., Симонов Ю. Г. Основные проблемы изучения склоновых россыпей.— В сб.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970.
- Подкосов Л. Г. О состоянии теории и перспективах гравитационного обогащения редкометалльных руд.— Тр. ВИМС, нов. сер., вып. М., 1967.
- Судакова Н. Г. Особенности вторичной сортировки минералов в галечно-песчаных отложениях.— Вестн. МГУ, сер. геогр., № 1, 1967.
- Уошберн А. Л. Классификация структурных грунтов и обзор теорий их происхождения.— В сб.: Мерзлые горные породы Аляски и Канады. М., ИЛ, 1958.
- Фоменко Т. Г. Гравитационные процессы обогащения полезных ископаемых. М., «Недра», 1966.

МГУ
ВИМС
Москва

Дата поступления
1.XII.1971

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.692

ЗОНЫ ВТОРИЧНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА СТЕБНИКСКОМ КАЛИЙНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ И ВОЗМОЖНОСТЬ ВЫДЕЛЕНИЯ СРЕДИ НИХ УЧАСТКОВ, ОПАСНЫХ ДЛЯ РУДНИКА

В. И. БОРИСЕНКОВ

Вопросы вторичного изменения калийных солей неоднократно затрагивались в литературе. Однако до настоящего времени такого рода процессы все еще слабо изучены, а между тем они играют значительную роль в формировании, а зачатую и разрушении калийных месторождений. Поэтому наряду с чисто теоретическим значением разработка вопросов вторичного изменения солей может иметь и важные практические результаты. Руководствуясь установленными закономерностями, можно диагностировать процессы, ведущие к разрушению месторождения, и вовремя их предотвращать.

Это послужило причиной для проведения в 1967—1969 гг. работ по изучению вторичного минералообразования на Стебникском калийном месторождении. Работы проводились в рамках исследований Предкарпатской геохимической партии геологического факультета МГУ под руководством проф. М. Г. Валяшко.

Геология Стебникского месторождения достаточно полно освещена в статьях и книгах (Иванов, 1949; Горкун, 1957, 1959; Кореневский и др., 1962), хотя об условиях формирования калийных солей в этом районе до сих пор нет единого мнения. Мы не будем подробно останавливаться на этом вопросе. Отметим только, что калийные соли в районе Стебника приурочены к отложениям миоцена Предкарпатского краевого прогиба и представлены маломощными и не выдержанными по простиранию линзами, в состав которых помимо галита входят каинит, лангбейнит, сильвин, карналлит, кизерит. Вмещающие породы для калийных линз — глинисто-галитовые отложения. Вся соленосная толща имеет общее падение на северо-восток. Линзы калийных солей под крутыми углами выходят к поверхности, где и подвергаются выветриванию.

Подземными выработками Стебникских рудников на разных горизонтах в пределах калийных пластов вскрыты многочисленные измененные зоны. Они в первую очередь характеризуются наличием таких необычных для галогенных пород минералов, как шенит, эпсомит, леонит (Иванов, 1945; Коробцова, 1955; Лобанова, 1956; Ходькова, 1965, 1968). Отмечается широкое развитие вторичных структур замещения и заполнения трещин, характерных не только для упомянутых выше солей, но на отдельных участках и для каинита, сильвина, карналлита и галита.

Возникает вопрос, какова природа этих зон и, главное, не является ли их появление результатом проникновения агрессивных поверхностных вод.

На Стебникском месторождении нами были изучены разрезы в пределах пластов 16 (по кваршлагам 3/2, 3/3, 20/3, 20/5, 21/3, 21/5), 13-бис (по ортам 198/3, 198/4), «Основной» (скреперный орт 2/1, разведочный орт 2/1, орты 5/в, 17/в, 24/в, штрек 2/1), 10 (штреки 7/1, 7/2). Отобранные пробы просмотрены в иммерсии и шлифах. Для них имеются данные полного химического анализа, выполненного на кафедре геохимии МГУ Н. Н. Волковой, А. Н. Лавровой, И. Н. Кубраковой. Результаты обработки полученного материала позволили подойти к решению вопроса о происхождении встреченных в подземных выработках измененных зон.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОН ВТОРИЧНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И МИНЕРАЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЛАГАЮЩИХ ИХ ПОРОД

Участки проявления вторичной минерализации нанесены нами на горизонтальные планы некоторых пластов (фиг. 1). Для построения таких планов использованы в основном данные документирования подземных выработок, проводимого геологами комбината. Как нетрудно заметить, обнаруживается явная приуроченность зон вторичной минерализации к приконтактовым участкам пластов. Этому могло быть два объяснения: либо приконтактовые участки являются ослабленными зонами, вдоль которых просачиваются метаморфизирующие растворы, либо высокопористые глинистые отложения, вмещающие калийный пласт, коллекторы таких растворов.

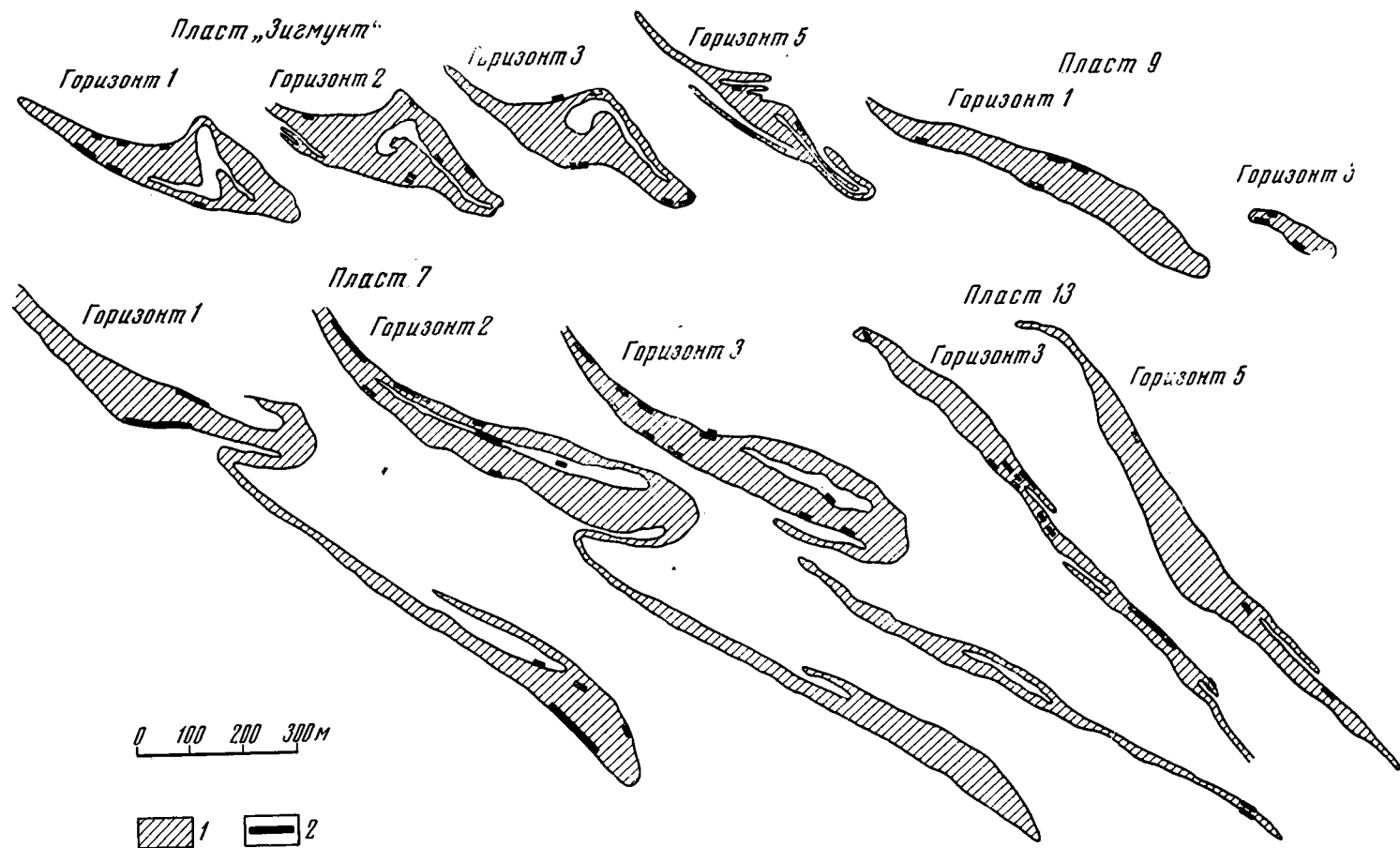
После детального изучения ряда разрезов мы склонились в пользу второго варианта. Выяснилось, что измененные зоны приурочены не только к контактам, но встречаются и внутри пласта. Они всегда связаны со скоплением глинистого материала — будь то маломощные прослои артилита, глинистой брекчии или просто калийная порода с глиной.

Минералогия измененных зон чрезвычайно разнообразна. Наряду с основными породообразующими минералами калийных линз — галитом, лангбейнитом и каинитом — здесь встречаются шенит, леонит, эпсомит, сильвин, карналлит, ангидрит. Породы измененных участков пятнистые, разбиты трещинами, заполненными волокнистыми разностями вторичного галита, эпсомита, леонита, каинита, карналлита, сильвина.

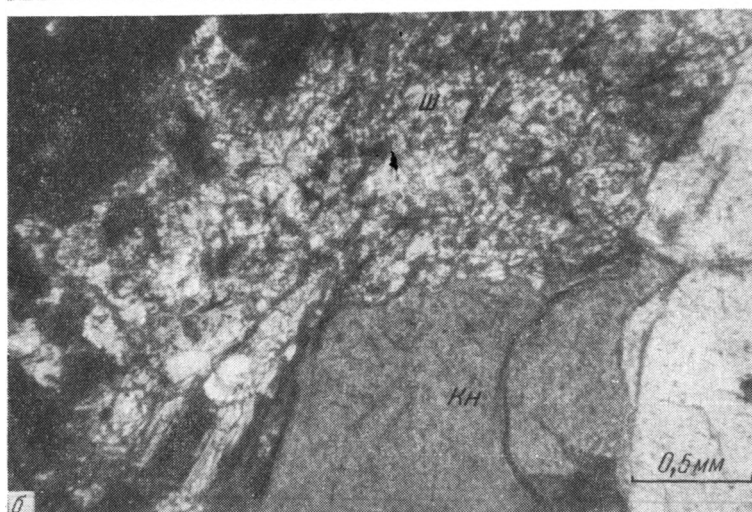
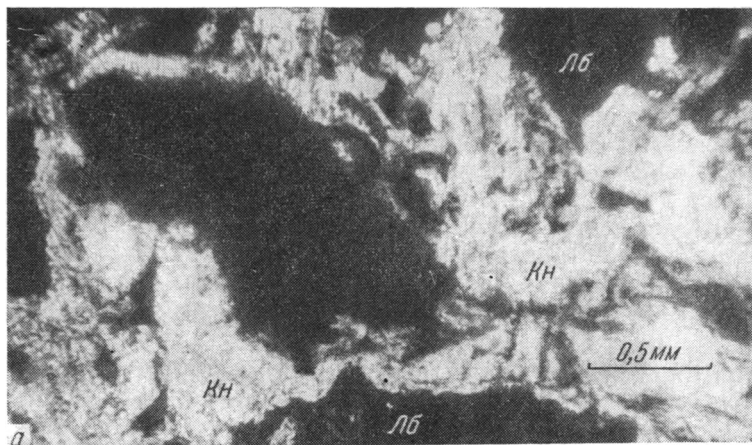
Изучение шлифов показало, что, пожалуй, только образование лангбейнита связано с определенным этапом формирования месторождения, а именно — с ранним диагенезом. Это согласуется с выводами С. В. Ходьковой (1968). Что касается остальных минералов, то они присутствуют в различных генерациях. Так, наряду с первично-седиментационными и раннедиагенетическими формами каинита в шлифах установлены его вторичные разности по лангбейниту, заполняющие микротрещины в породе. Леонит также встречается в виде раннедиагенетического и вторичного образования по лангбейниту. Эпсомит и шенит исключительно вторичные.

Намечается определенный порядок замещения одних минералов другими. По лангбейниту развиваются каинит, леонит, шенит, эпсомит; каинит замещается шенитом и эпсомитом (фиг. 2), леонит — шенитом. Происходит, таким образом, замена относительно высокотемпературных ассоциаций низкотемпературными.

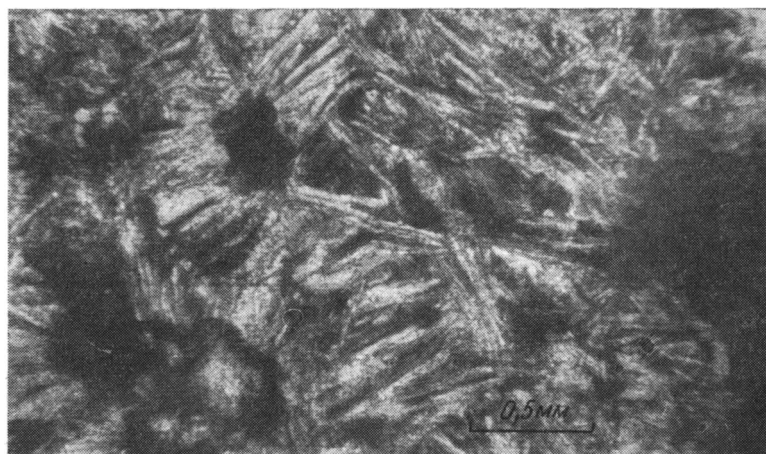
Петрографические исследования подтвердили высказанные выше соображения о роли глинистого вещества в возникновении измененных участков: все вторичные минеральные агрегаты в шлифах развиваются вокруг скоплений глин. При этом характерно, что интенсивность вторичного минералообразования зависит не столько от общего количества глинистого материала, сколько от его распределения в породе. Даже



Фиг. 1. Схематические погоризонтные планы распространения зон вторичной минерализации в пределах калийных пластов Стебни-
ского месторождения
1 — калийный пласт; 2 — измененная зона (мощность без масштаба)



Фиг. 2. *а* — чешуйчато-волокнистые агрегаты каинита (Кн) по лангбейниту (Лб) на контакте с глинистым веществом (в центре); *б* — чешуйчато-зернистые агрегаты шенита (Ш) по каиниту (Кн) на контакте с глинистым веществом (темное); николи+



Фиг. 3. Игольчатые агрегаты шенита вокруг скоплений глинистого материала (темное); николи+

очень крупные, но компактные скопления глины имеют вокруг себя лишь узкую кайму вторичных минералов (фиг. 2), в то время как в случае рассеянного глинистого материала минеральные новообразования распределяются по всему объему породы (фиг. 3).

В заключение необходимо упомянуть об астраханитовых линзах, вскрытых в пределах пласта 16 (квершлаги 3/2, 20/3). Пока еще трудно сказать что-либо определенное об их происхождении. Однако увеличение содержания астраханита от лежащего к висящему контакту линзы, тесная ассоциация его с раннедиагенетическим каинитом, микрослоистость астраханитовых пород указывают в ряде случаев на раннедиагенетическую их природу.

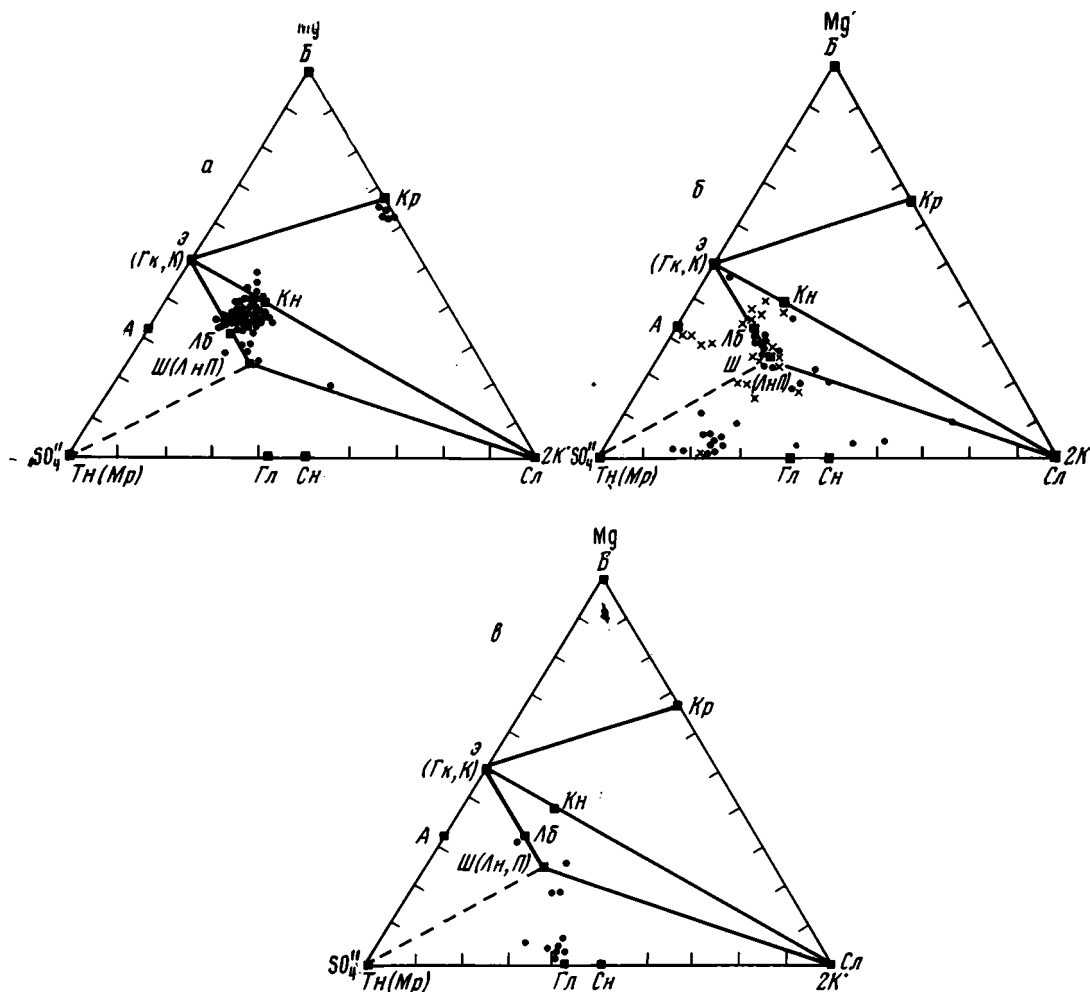
Подводя итог петрографической характеристике измененных зон, необходимо отметить, что основная масса породообразующих минералов не является пегниогенными образованиями. Это неоднократно подчеркивалось в работах разных авторов (Валяшко, 1962; Лобанова, 1956; Ходькова, 1968) и подтверждается нашим материалом. Можно считать достаточно достоверной точку зрения, согласно которой весь лангбейнит и определенная доля каинита образовались в раннедиагенетическую стадию развития соляных отложений. Таким образом, большинство пород Стебникского месторождения не могут рассматриваться, строго говоря, как первично-осадочные. В связи с этим возникает необходимость уточнить понятие «зона вторичной минерализации». Очевидно, что в этом случае речь идет об участках, подвергшихся изменению уже после захоронения и литификации соляного осадка. На это, в частности, указывает локализация метаморфизирующих растворов в пределах скоплений глинистого материала, а также широкое распространение жильных форм вторичных минералов с тонкой волокнистой структурой.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ИЗМЕНЕННЫХ ЗОН И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НИХ БРОМА

Для изображения данных полного химического анализа был использован графический метод, предложенный М. Г. Валяшко (1956). Этот метод отличается большой наглядностью и позволяет выделить группы проб с общими характерными признаками. Сущность его заключается в пересчете аналитически найденных данных в соотношение эквивалентов содержащихся в породе калия, магния и сульфат-иона, не связанного с кальцием. Полученные эквивалент-проценты названных компонентов являются координатами фигуративной точки состава породы на диаграмме $SO_4^{--}—Mg^{++}—2K^+$. На эту же диаграмму наносятся точки состава (полюсы) чистых минералов.

Как нетрудно заметить (фиг. 4, а), точки состава пород зон вторичной минерализации расположены на диаграмме довольно компактно и группируются в основном на сторонах или внутри воображаемого треугольника, в вершинах которого находятся полюсы эпсомита (Э), шенита (Ш) и каинита (Кн). Если учесть, что состав неизменных каинитовых, лангбейнитовых и каинит-лангбейнитовых пород должен изображаться точками на прямой, соединяющей полюсы лангбейнита (Лб) и каинита (Кн), то напрашивается вывод, что рассматриваемые нами процессы вторичного минералообразования происходили без существенного изменения валового химического состава породы. Другими словами, процессы эти не сопровождались значительным выносом калия и магния. Происходит лишь перегруппировка этих компонентов и создание новых минеральных фаз.

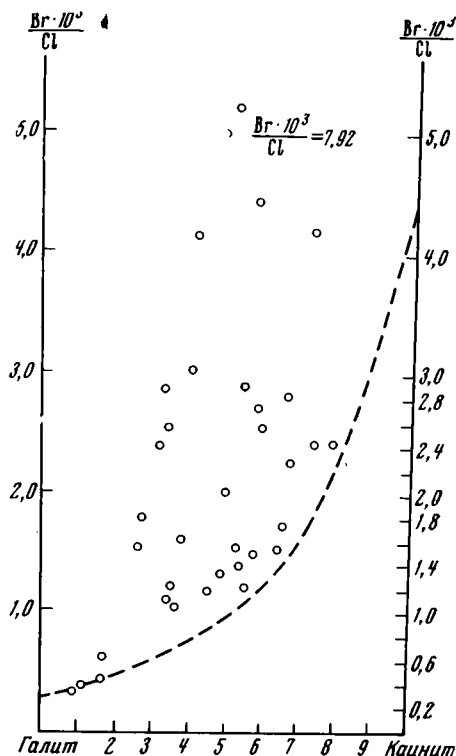
Заслуживает внимания распределение брома в хлоридных минералах. На фиг. 5 нанесены значения бром-хлорных отношений для проб, в состав которых из хлоридов входят галит и каинит. На график, кроме того, нанесена предполагаемая нижняя граница нормальных значений



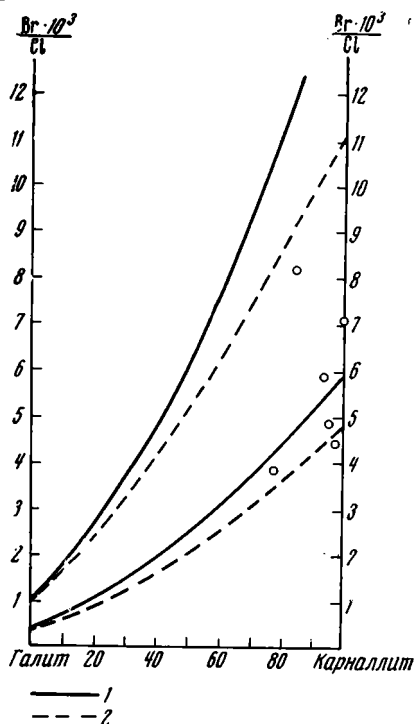
Фиг. 4. Положение точек состава изученных проб на диаграмме $\text{SO}_4''\text{--Mg''--}2\text{K'}$. а — породы зон вторичной минерализации в пределах пластов 16, 13-бис и «Основой» Стебниковского месторождения; б — породы коры выветривания Стебниковского (точки) и Домбровского (крестики) месторождений (по материалам Ивано-Франковской ГРП и КНИЛ ВНИИгальургии); в — породы зон вторичной минерализации в штреках 7/1 и 7/2 Стебниковского рудника; квадраты — полюсы соляных минералов: Б — бишофит, Э — эпсомит, Гк — гексагидрит, К — кизерит, А — астраханит, Тн — тенардит, Мр — мирабилит, Гл — глазерит, Сн — сингенит, Сл — сильвин, Кр — карналлит, Кн — каинит, Лб — лангбейнит, Ш — шенит, Лн — леонит, П — полигалит

бром-хлорного отношения для каинит-галитовых отложений, сформировавшихся в процессе сгущения морской воды. Для расчета положения этой границы использованы следующие предпосылки: выделение каинита в стабильных условиях происходит из рапы примерно той же концентрации, что и при выделении сильвина в метастабильных условиях; значение бром-хлорного отношения для галита в начале садки сильвина 0,2—0,3 (Валяшко, 1962); соотношение коэффициентов распределения брома в галите и каините, а следовательно, и соотношение содержания брома в совместно кристаллизующихся галите и каините равно 1 : 3,5 (Braitsch, Herrmann, 1963).

Как видно на графике, все пробы с каинитом имеют нормальные значения бром-хлорных отношений. А так как речь идет о пробах измененных пород, то можно сделать вывод, что формирование вторичных ми-



Фиг. 5. Значения бром-хлорного отношения для проб с каннитом. Пунктиром показана нижняя граница нормальных значений бром-хлорного отношения для каннитсодержащих пород



Фиг. 6. Значения бром-хлорного отношения для проб жильного карналлита. 1 — границы области нормальных значений бром-хлорного отношения для карналлитов (Валяшко, 1962); 2 — то же, рассчитанное по данным О. Брайча и А. Г. Гермманна (Braitsch, Herrmann, 1963)

неральных ассоциаций не сопровождалось значительным выносом брома из твердой фазы. Этот вывод подтверждается и нормальными значениями бром-хлорных отношений в пробах вторичного жильного карналлита (фиг. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Развитие процессов вторичного минералообразования определялось двумя факторами: наличием контакта солей с глинистым материалом, являющимся коллектором метаморфизирующих растворов, что привело к локализации изменения пород; по-видимому, понижением температуры растворов, на что указывает закономерная смена высокотемпературных ассоциаций низкотемпературными.

Метаморфизирующие растворы отличались высоким содержанием брома и были близки к насыщению относительно компонентов калийно-магнезиальных солей. Этим объясняется ограниченный вынос из породы магния и калия в процессе образования измененных зон.

Последнее обстоятельство особенно важно, так как отсутствие выщелачивания калийных солей позволяет рассматривать возникновение зон вторичной минерализации как процесс, не представляющий опасности для существования месторождения. По-видимому, мы сталкиваемся здесь с деятельностью захороненных материнских растворов, на роль которых в процессе диагенеза солей Предкарпатья указывали А. А. Иванов (1949) и А. Е. Ходьков, Г. Ю. Валуконис (1968).

Таким образом, формирование большинства измененных зон, вскрытых подземными выработками Стебникских рудников, можно рассматривать как результат естественного развития калийной залежи без участия гипергенных процессов. Это не исключает, однако, возможности проникновения в выработки агрессивных поверхностных вод, в связи с чем возникает вопрос: какие изменения в минеральном и химическом составе пород следует ожидать в этом случае?

Ответ на него может дать изучение гипергенных образований современной коры выветривания калийных месторождений. С этой целью нами был обработан материал Ивано-Франковской ГРП и Калушской НИЛ ВНИИгальургии по поверхностному бурению на месторождениях Стебника и Калуша. Было установлено, что в пределах коры выветривания под так называемой глинисто-гипсовой шляпой, прослеживается зона (мощностью до 10—15 м) измененных солей, характеризующаяся пестрым набором вторичных минералов. В верхних участках зоны, как отмечал еще С. М. Кореневский (1959), преобладает мирабилит, часто с сингенитом, гипсом и глазеритом. Ниже по разрезу встречается астраханит, еще ниже, ближе к неизменной породе, развиты в основном шенит и эпсомит, иногда вторичный желтый каинит.

Положение фигуративных точек состава пород коры выветривания на диаграмме (фиг. 4, б) показывает, что в процессе гипергенного изменения калийных солей происходит интенсивный вынос магния и калия. В результате сначала формируются вторичные минералы, в составе которых доля магния (в эквивалентных количествах) меньше, чем в лангбейните или каините (астраханит, шенит), затем — минералы, вообще не содержащие магний (глазерит), и, наконец, минералы, не содержащие ни магния, ни калия (мирабилит).

Сравнивая процессы формирования погребенных зон и пород коры выветривания, нетрудно заметить их существенную разницу: в первом случае происходит только перераспределение компонентов солей, во втором — их выщелачивание. В результате возникает различие в минеральном и химическом составе измененных пород. В подземных выработках на участках проявления вторичной минерализации отсутствуют такие характерные новообразования коры выветривания, как гипс, сингенит, мирабилит, глазерит. Точки состава пород погребенных измененных участков и пород коры выветривания занимают на диаграмме $\text{SO}_4^{''}\text{—Mg}^{''}\text{—2K}$ различные области (фиг. 4 а, б). Таким образом, положение точки состава породы на диаграмме, как это неоднократно подчеркивал М. Г. Валяшко (1956, 1962), приобретает генетический смысл. В первом приближении можно считать область ТнЭШСл (без ограничивающей ее линии ЭШСл) на диаграмме геометрическим местом точек состава гипергенных образований, а область ЭШСлКр — геометрическим местом точек состава пород, образовавшихся при участии материнских растворов.

Все вышесказанное позволяет разработать метод диагностики в подземных выработках опасных измененных зон, возникших под влиянием гипергенных факторов. Такие зоны существуют, и примером одной из них может служить увлажненный участок, вскрытый штреком 7 в районе пласта 10. Встреченные здесь породы содержат гипс, глазерит, астраханит, а их химический состав отражается на диаграмме точками в области, характерной для пород коры выветривания (фиг. 4, в).

Поскольку на Стебникских рудниках проводится обязательное бороздовое опробование пройденных выработок, наиболее рациональным методом контроля за изменением состава пород является изображение результатов анализа бороздовых проб на диаграмме $\text{SO}_4^{''}\text{—Mg}^{''}\text{—2—K}$. Метод этот прост и нагляден, а расчет индексов для нанесения точек занимает очень немного времени.

Следует, однако, учитывать следующие осложняющие обстоятельства.

Во-первых, среди гипергенных минералов могут сохраниться реликты лангбейнита и каинита, в результате чего точки суммарного состава измененных пород могут попасть на диаграмме в область ЭШСлКр (фиг. 4, б). Однако есть основания полагать, что ввиду неравномерного распределения реликтовых скоплений в породе их заметное влияние на общий состав может проявиться лишь в небольших штучковых и высверленных в кернах пробах. При отборе длинных и больших по объему борздовых проб такое влияние не должно быть значительным.

Во-вторых, как отмечалось, на Стебникском месторождении встречаются, хотя и редко, астраханитовые породы, которые, по-видимому, сформировались в раннедиагенетическую стадию, но точки состава которых тем не менее расположены на диаграмме там же, где и точки состава гипергенных пород у полюса астраханита в области ТнЭШСл. Если учесть, что астраханит в подземных выработках мог подвергнуться выветриванию с образованием тенардита, а также шенитизации и эпсомитизации, то область распространения точек состава пород астраханитовых линз следует ограничить на диаграмме линией, соединяющей полюсы тенардита, шенита и эпсомита (область ТнШЭ). Однозначно судить о происхождении породы только по ее химическому составу, если он отражается точкой в этой области, нельзя. В этом случае необходимо исследовать пробу в иммерсионных препаратах.

Исходя из всего вышесказанного, метод дифференциации измененных зон на опасные и неопасные для рудника сводится к следующему.

1. Результаты химического анализа борздовых проб пересчитываются на индексы и наносятся на треугольную диаграмму SO_4^{2-} — Mg^{2+} — $2K^+$.

2. Если точки состава пород попадают на диаграмме в область ЭШСлКр или на линию ЭШСл, то опробованные зоны с большой степенью вероятности можно считать неопасными для рудника.

3. Если точки состава пород попадают на диаграмме в область ТнШСл или на линию ТнСл, то это указывает на опасность проникновения посторонних вод в пределы опробованного участка.

4. Если точки состава пород попадают на диаграмме внутрь области ТнШЭ или на линии ТнШ, ТнЭ, то необходимо провести дополнительные минералогические исследования:

а) иммерсионный анализ показал присутствие гипса, мирабилита или глазерита; в этом случае изменение породы носит гипергенный характер, а участок его проявления опасен в отношении проникновения агрессивных вод;

б) ни мирабилита, ни глазерита, ни гипса не обнаружено — зону можно считать неопасной для рудника.

ВЫВОДЫ

1. Изучение зон вторичной минерализации, вскрытых подземными выработками Стебникских рудников, показало, что изменение калийных пород происходило в местах скопления глинистого материала и выжалось, как правило, в замене высокотемпературных минеральных ассоциаций (лангбейнит, каинит, леонит) низкотемпературными (шенит, эпсомит).

2. Характер изменения химического состава пород дает основание утверждать, что метаморфизующие растворы были насыщены относительно компонентов калийно-магниевого солей и отличались высоким содержанием брома. В результате изменение пород не сопровождалось их выщелачиванием, а сводилось только к перераспределению компонентов с образованием новых минеральных фаз, что не представляет опасности для существования месторождения.

3. Наряду с измененными зонами, неопасными для рудника, в подземных выработках встречены участки развития гипергенных процессов, в связи с чем встал вопрос об их своевременном выявлении.

4. Сравнение пород погребенных зон вторичной минерализации с гипергенными образованиями коры выветривания показало их существенное различие в минеральном и химическом составе, что послужило основой для предложенного метода дифференциации измененных зон на опасные и неопасные для рудника.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г. Метод установления генезиса соляных пород по их химическому составу и его применение к месторождениям Предкарпатья.— В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3, 4. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962.
- Горкун О. П. Особенности тектоники верхневоротыщенских отложений в районе Стебника.— Докл. АН СССР, 1957, т. 112, № 6.
- Горкун О. П. К стратиграфическому положению и литологии калийных линз в разрезе верхневоротыщенской свиты Стебнического района.— Тр. ВНИИгальургии, 1959, вып. 35.
- Иванов А. А. Калийные соли Прикарпатских месторождений.— Химическая пром-сть, 1945, № 12.
- Иванов А. А. Геологические условия формирования месторождений калийных солей Восточного Прикарпатья.— Тр. Карпатск. НИИ, Львов, 1949, вып. 1.
- Кореневский С. М. Геологические условия формирования залежей сульфата натрия в Предкарпатья.— Тр. ВНИИгальургии, 1959, вып. 35.
- Кореневский С. М., Донченко К. Б., Унковский А. А. Новые данные о структуре и калиености Стебнического калийного месторождения.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1962, т. 83.
- Коронова М. С. Минералогия калийных месторождений Восточного Прикарпатья.— В сб.: Вопросы минералогии осадкообразования, кн. 2. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1955.
- Лобанова В. В. Вопросы петрографии калийных залежей Восточного Прикарпатья.— Тр. ВНИИгальургии, 1956, вып. 32.
- Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Изд-во ЛГУ, 1968.
- Ходькова С. В. О вторичных формах каинита на Стебническом месторождении калийных солей.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Ходькова С. В. Лангбейнит Предкарпатья и его парагенезисы (на примере Стебнического месторождения).— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6.
- Braitsch O., Herrmann A. G. Zur Geochemie des Broms in salinaren Sedimenten.— Geochim. et cosmochim. acta, 1963, v. 27, No. 4.

Московский государственный
университет

Дата поступления
6.1.1971

УДК 553.97 : 553.94

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ДРЕВНЕГО ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ МОРФОЛОГИИ И ВЕЩЕСТВА УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ

Л. Я. КИЗИЛЬШТЕЙН, И. Т. СЕРЕБРЯКОВА

Литолого-фациальный анализ — в настоящее время основной метод реконструкции палеогеографических условий формирования угленосных толщ и угольных пластов. Успехи, достигнутые с помощью этого метода, постоянно совершенствуемого советскими геологами, исключительно велики. Наиболее показательный пример — Донецкий бассейн, всестороннему изучению угленосных осадков которого посвящен ряд прекрасных монографий.

Однако до сих пор в комплекс фациальных исследований, направленных на выяснение условий торфяной стадии углеобразования, в недостаточной степени вовлекается информация, которая может быть получена при изучении самих угольных пластов. Между тем, изучение морфологии, зольности, сернистости и химического состава золы, петрографии, спорово-пыльцевых ассоциаций, редких и рассеянных элементов, проведенное в Донецком и других угольных бассейнах, показало широкие возможности для использования характеристик строения и вещества угольных пластов при решении задач локальной и региональной палеогеографии.

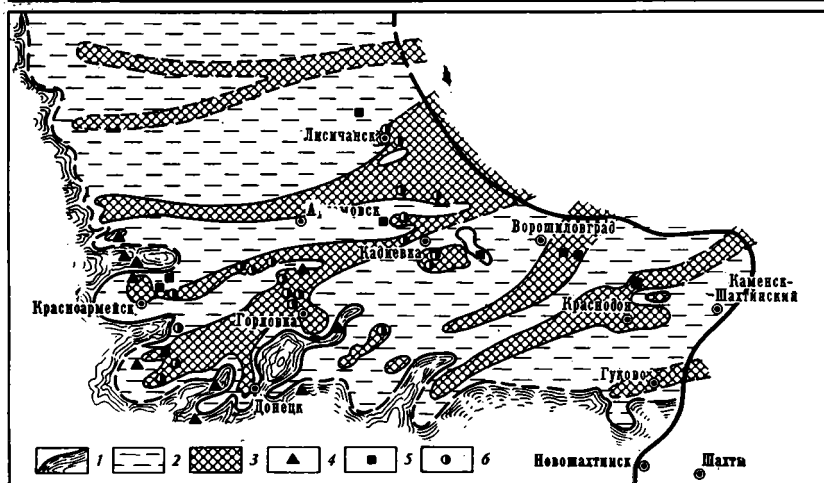
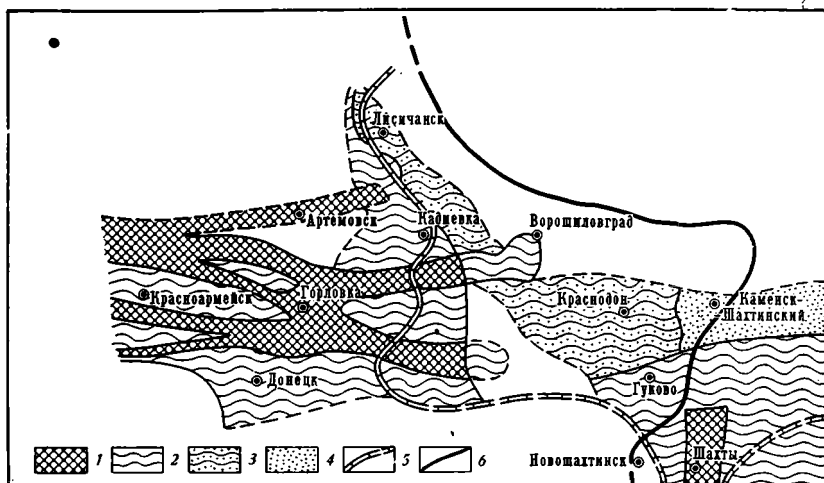
Обширная литература по геологии угля включает значительное число работ, где те или иные особенности угольного пласта интерпретируются в палеогеографических целях. В наибольшей степени это относится к данным петрографического, палинологического и морфологического анализов, меньше — к данным о минеральном составе (в частности, сернистости, редких и рассеянных элементах). Тем не менее неразработанность принципов взаимосвязанного анализа всех показателей создает впечатление, что изучение угольного пласта для реконструкции обстановки торфяной стадии его формирования может играть лишь вспомогательную роль.

Обоснование метода комплексного анализа условий древнего торфонакопления на основании изучения морфологии и состава угольных пластов (который предлагается назвать морфолого-вещественным) изложено в предшествующих работах (Кизильштейн, 1970; Кизильштейн, Серебрякова, 1970; Кизильштейн, Гофман, 1970). Его сущность заключается в следующем.

Данные современного торфования показывают, что варьирование свойств торфа в пределах торфяного массива определяется главным образом его геоморфологической структурой. В общем случае торфяники, занимающие относительно повышенные участки рельефа, имеют более простое строение (меньшее число породных прослоев), более низкую зольность и сернистость. В химическом составе их зольной части преобладает кремнезем. Торфяные залежи, расположенные на пониженных участках, вследствие динамичности водной среды и периодических заносов минеральным веществом имеют более сложное строение, большую сернистость и преобладание кальция и железа в золе. Различия рН (более кислые значения на возвышенных участках) обуславливают соответствующую дифференцированность геохимической обстановки. Особенности петрографического состава торфов и спорово-пыльцевых ассоциаций в зависимости от геоморфологических типов торфяников определяются специфическим составом растений-торфообразователей и различными условиями биохимического преобразования органического вещества. Специальные наблюдения показывают также неодинаковый состав и концентрацию редких и рассеянных элементов в основных геоморфологических типах торфяных залежей.

Решающее обстоятельство, определяющее значение приведенных фактов при решении палеогеографических задач, заключается в том, что перечисленные различия сохраняются при переходе торфяников в ископаемое состояние и при их преобразовании в угли. Вследствие этого возникает возможность реконструкции условий древнего торфонакопления по данным о строении и качестве угольных пластов.

Эффективность применения морфолого-вещественного метода обеспечивается не только высокой информационной надежностью указанных показателей и их комплексным использованием, но и большим (несоизмеримым по сравнению с любым другим фациальным методом) объемом исходного фактического материала. Действительно, основные данные, которые предлагается положить в основу палеогеографических построений (мощность и структура пласта, содержание золы и серы), накопи-



Фиг. 3

Фиг. 1. Палеогеографическая карта конца регрессивной части цикла I_3-L_4 , свита C_2^6 по Ю. А. Жемчужникову и др. (1959) с некоторыми упрощениями. Фации: 1 — песчаных осадков русла, 2 — песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья, 3 — чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря, 4 — песчаных осадков зоны морских течений; границы: 5 — распространения известняка в кровле пласта, 6 — распространения угольного пласта рабочей мощности

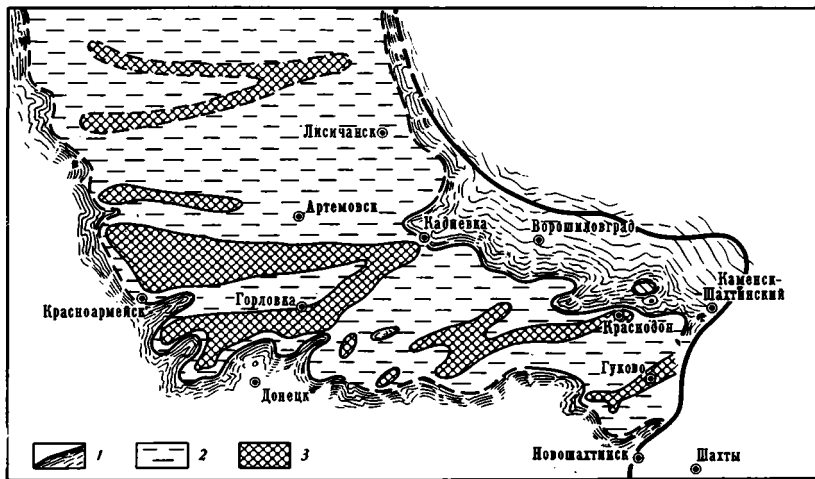
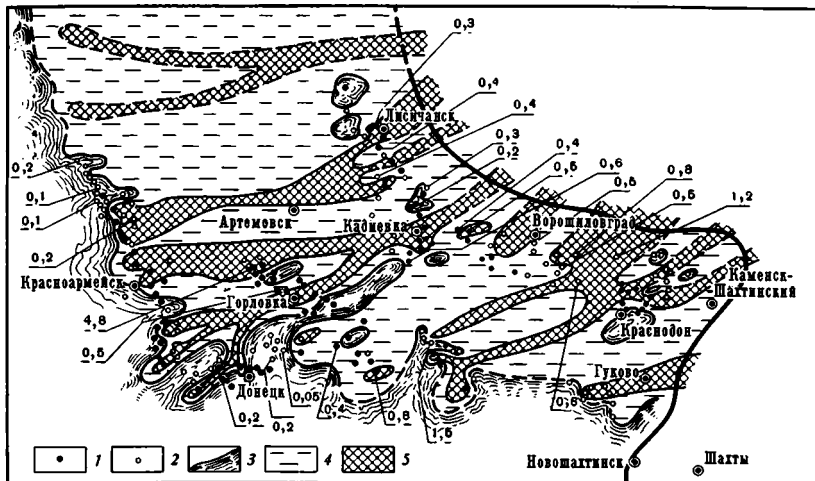
Фиг. 3. Содержание серы в пласте (%) и типы углей по восстановленности: 1 — <1,5; 2 — 1,5—3,5; 3 — 3,5; угли: 4 — маловосстановленные, 5 — переходные, 6 — высоковосстановленные

ваются по всем точкам пересечения пластов на стадии геологоразведочных работ и в дальнейшем при эксплуатации систематически пополняются документацией и опробованием горных выработок.

В предыдущих работах (Кизильштейн, 1970; Кизильштейн, Серебрякова, 1970) приведены примеры детальных палеогеографических реконструкций торфяной стадии угленакопления для сравнительно локальных площадей.

Ниже иллюстрируются возможности метода при решении аналогичных задач в региональном плане. В качестве показательного примера

Фиг. 2



Фиг. 4

Фиг. 2. Содержание золы в пласте, (%)
Данные: 1 — по шахтам, 2 — по геологоразведочным участкам; зольность, %: 3 — <10, 4 — 10—15, 5 — >15; числа — содержание CaO в угле, %

Фиг. 4. Морфология пласта
Пласт состоит из пачек: 1 — одной, 2 — двух, 3 — трех-четырех

выбран пласт l_3 , распространенный на большей части площади Донецкого бассейна, хорошо разведанный и отрабатываемый многочисленными шахтами.

Описанию пласта в отдельных угленосных районах посвящены обстоятельные тематические отчеты. Его морфология изучена В. Н. Волковым (1969), петрографический состав — А. М. Лаптьевой (1965), В. И. Узиюком.

Основным источником аналитических данных послужили Геолого-углехимическая карта Донецкого бассейна (1950), Справочник по качеству каменных углей и антрацитов Донецкого бассейна (1960).

Иллюстрирующие работу карты (фиг. 2—4) построены по средним значениям соответствующих показателей для шахтных полей и геологоразведочных участков; их расположение показано на фиг. 2. Использо-

вание средних величин, естественно, нивелирует влияние местных геоморфологических неоднородностей болотного ландшафта. Понятно, что при мелкомасштабных построениях подобного рода упрощения неизбежны.

Вследствие особенностей тектонической структуры Донбасса и различной степени разведанности распределение фактических данных неравномерно. В тех местах, где угленосные отложения свиты C_2^6 уходят на большие глубины или, напротив, размыты в пределах антиклинальных поднятий, построения представляют собой интерполяцию и границы различных зон проведены условно.

В период формирования свиты C_2^6 Донецкий бассейн большую часть времени представлял собой мелководный залив, расположенный на северо-востоке эпиконтинентального моря. С запада и юга залив обрамлялся временами заболачиваемой низменностью, пересекаемой аллювиальными водотоками (Жемчужников и др., 1959). Торфонакопление развивалось в сравнительно кратковременные периоды, когда вследствие замедления темпа тектонических движений происходило выравнивание рельефа, отмирание гидросети и резкое ухудшение условий стока. Палеогеографическая обстановка, предшествующая заболачиванию и торфонакоплению пласта l_3 , характеризуется фиг. 1 (Жемчужников и др., 1959). Как будет показано ниже, пространственные особенности последующего торфонакопления наследовали основной палеогеографический план региона.

Строение и качественная характеристика пласта представлены в виде схематических карт (фиг. 2—4), совместный анализ которых позволяет выявить следующие важные закономерности.

На южной и западной периферии доступной для изучения площади Донбасса протягивается зона преимущественно низкозольных, малосернистых углей с небольшим содержанием CaO и преобладанием маловосстановленных и переходных типов (фиг. 2, 3). Для этой зоны (с целью упрощения дальнейших ссылок назовем ее первой) наиболее характерно простое строение пласта (фиг. 4) и малая мощность. В его составе выделяются два петрографических слоя. Северные и северо-восточные границы зоны, ограниченные изолинией зольности 10,0% и сернистости 1,5%, несмотря на прихотливость контуров, имеют сходную конфигурацию. Согласованность с ними морфологических особенностей менее полная, хотя общее преобладание простого строения очевидно.

Южные генетические границы зоны не могут быть надежно определены вследствие размыва отложений свиты C_2^6 . Первоначальное распространение пласта в этом направлении, вероятно, ограничивалось возвышенными склонами Украинского кристаллического массива. На западе его протяженность могла быть значительной (Широков, 1970).

Аналогичное строение и состав пласт l_3 имеет на локальных участках в центральной и северо-восточной частях территории, однако в целом картина здесь существенно иная: сложное (двух-, трех- и даже четырехпачечное) строение на большей части площади (фиг. 4) сочетается с высокой зольностью и сернистостью, высоким содержанием кальция, преобладанием восстановленных типов углей (фиг. 2, 3).

В составе пласта выделяется от 5 (Лаптьева, 1965) до 10 (В. И. Узюк) петрографических прослоев.

Наиболее высокая зольность (>15,0%) и сложное строение наблюдаются в пределах вытянутых в северо-восточном направлении узких полос, пространственно тяготеющих в западной половине бассейна к положению аллювиальных потоков в доторфяную стадию седиментации (фиг. 1). Две-три подобные зоны отчетливо устанавливаются и на востоке. К участкам высокой зольности и сложного строения приурочены наиболее сернистые угли. Содержание некоторых редких и рассеянных элементов также увеличивается на этих участках.

Условная граница второй зоны на востоке и северо-востоке — линия, проходящая ориентировочно в районе Лисичанска, Ворошиловграда, Донецка (Ростовской области), Новошахтинска, за которой мощность пласта уменьшается до нерабочей. Расположенная восточнее, третья зона характеризуется не только низкой, но и уменьшающейся в восточном направлении мощностью, высокой сернистостью и зольностью. Вследствие плохой изученности судить о пространственном распределении морфологических и качественных характеристик в пределах третьей зоны невозможно.

Подводя итог рассмотрению фактического материала, можно, таким образом, заключить, что на площади распространения пласт I_3 достаточно отчетливо разделяется на три зоны, обладающие различным комплексом морфологических и вещественных признаков. На площади Тащинского и Задонского угленосных районов пласт полностью выклинивается.

Принципы литофациального и морфолого-вещественного анализов позволяют прийти к выводу, что приведенной совокупности факторов соответствовала следующая палеогеографическая ситуация.

Торфяной массив I_3 располагался на плоской, слегка наклоненной на северо-восток приморской равнине, которая в период, непосредственно предшествующий заболачиванию, представляла собой систему относительно крупных и мелких островов, разделенных сетью речных потоков. При приближении к морю в результате дробления речная сеть становилась все более сложной.

Торфонакопление, начавшееся в период максимального выполаживания продольного профиля речной системы и деградации гидросети, в гидрологическом отношении обеспечивалось главным образом за счет атмосферных осадков. Наличие глинистых пород в подошве торфяного пласта снижало влияние подземных и грунтовых вод до незначительного. Важными элементами гидрологического режима были внутриболотные водотоки, питаемые водами, стекающими с окружающей торфяной массив территории, а также периодическое вторжение в область торфонакопления морских вод.

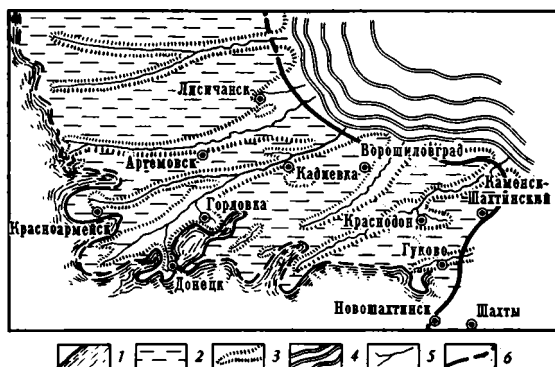
В структуре торфяного ландшафта выделяются геоморфологические подразделения, представленные на фиг. 5:

1) верховая зона, окаймлявшая область торфонакопления со стороны суши, представляла собой гипсометрически наиболее высокие элементы рельефа торфяного массива;

2) низинная зона занимала большую часть площади равнины. В ее пределах выделяются пониженные участки, к которым приурочена основная сеть внутриболотных водотоков, и разделяющие их повышенные участки. Максимальное превышение низинной зоны над уровнем моря, по-видимому, составляло несколько (два-три) метров вблизи границы с верховой зоной, постепенно уменьшаясь в сторону моря до отметок, близких к нулевым;

3) зона морской окраины области торфонакопления, ограниченная с северо-востока прихотливым и изменчивым контуром береговой линии и постепенно переходящая в противоположном направлении в низинную зону. Гипсометрически эта зона находилась на уровне нулевых отметок.

Положение верховой зоны фиксируется комплексом признаков, характерных для угольного пласта в описанной ранее зоне первой. Торфяной пласт здесь имеет в целом небольшую мощность и простое строение. Преобладающее питание атмосферными осадками и расположение выше уровня затопления морскими и аллювиальными водами обусловило небольшую зольность, низкое содержание серы и редких элементов. Отчетливая обедненность СаО и вследствие этого более кислая среда (pH 4,5—5,5) и сравнительно высокий окислительный потенциал (Eh — 0,2—0,1 в) (Кизильштейн, Гофман, 1970) при малой скорости формирования



Фиг. 5. Палеогеографическая карта пласта I₃
1 — внутриконтинентальное торфонакопление в верховой зоне прибрежной равнины; 2, 3 — паралическое торфонакопление в низинной зоне прибрежной равнины, участки: 2 — повышенные, 3 — пониженные; 4 — паралическое торфонакопление в зоне приморской окраины; 5 — основные внутриболотные водотоки; 6 — граница распределения угольного пласта рабочей мощности

торфогенного слоя имели следствием преимущественное развитие мало-восстановленных углей. Состав торфа в пределах этой зоны в общем соответствует верховому типу.

Низинная зона (определяемая морфолого-вещественными признаками зоны второй) характеризовалась торфонакоплением в условиях неустойчивого и временами весьма активного гидрологического режима, вследствие наличия развитой системы периодически возникавших внутриболотных водотоков, и нагонами воды с моря. В результате здесь образовался морфологически сложный и высокозольный торфяной пласт.

Полосовидные участки наиболее высокой зольности и сложного строения, по-видимому, фиксируют положение пониженных участков зоны и основных элементов гидрографической сети торфяного массива. К этим участкам в основном приурочены размывы пласта.

Характерная для торфонакопления в пределах низинной зоны высокая сернистость объясняется концентрированным поступлением сульфат-иона в торфяную залежь в составе морских вод, затоплявших территорию во время приливов и ветровых нагонов. При этом сульфатсодержащие воды чаще и длительнее проникали на наиболее низкие участки рельефа, образуя зоны максимальной сернистости. Почти повсеместно повышенная сернистость пласта в пределах низинной зоны указывает в то же время на частое затопление морем всей ее площади.

Высокое содержание CaO в угле, характерное для торфяников, питаемых не только атмосферными, но и минерализованными морскими и аллювиальными водами, определило слабокислые и нейтральные (pH 6,0—7,0) условия среды и низкий окислительный потенциал (Eh — 0,4—0,3 в). Последнее, а также большая скорость формирования торфогенного слоя, вследствие интенсивного наращивания биомассы и частых перекрытий торфа слоями минерального вещества (породные прослои), привели к формированию восстановленных типов углей (Тимофеев, Боголюбова, 1962).

По комплексу морфолого-вещественных признаков торфонакопление в пределах этой зоны следует отнести к низинному типу.

В зоне морской окраины области торфонакопления (третьей морфолого-вещественной зоне) пласт I₃ имеет нерабочую мощность и поэтому, как указывалось выше, практически не изучен. Тем не менее сам факт снижения мощности свидетельствует о том, что обстановка торфонакопления становилась все менее благоприятной по мере приближения к берегу залива вследствие частых затоплений морскими водами и размыва торфяной массы. Эту часть торфяника можно условно отнести к низинному прибрежному типу.

Морфолого-вещественный анализ может быть использован для выделения паралического и лимнического типов торфонакопления. Значение этих понятий общеизвестно. В работах последних лет термин «лимниче-

ское» часто заменяется термином «внутриконтинентальное», которому, по нашему мнению, следует отдать предпочтение. Отнесение угольных пластов к тому или иному типу имеет важное значение не только для построения генетической классификации, но и вследствие больших различий в технологических свойствах (содержание серы, степень восстановленности, химический состав золы, содержание редких элементов). В этой связи возникает самостоятельная проблема поиска в составе угольного вещества критериев (или индикаторов) прибрежно-морского и внутриконтинентального торфонакопления.

Оценка влияния моря на древний торфяник и выделение соответствующих типов торфонакопления производятся в настоящее время путем литофациального изучения состава вмещающих пород. Интерполяция этих данных на угольный пласт дает лишь приблизительную информацию об условиях формирования торфяников. Значительно большие успехи в этой области могут быть достигнуты путем использования некоторых химических элементов — индикаторов фаций.

Представления о геохимических индикаторах фаций осадочных пород развиты М. Л. Кейтом и Э. Т. Дегенсом (1961). Имеется ряд исследований, показавших возможность применения химических элементов-индикаторов для характеристики степени воздействия моря на древние торфяники. Вернер (1954) на основании исследования торфов и бурых углей пришел к выводу, что соотношение $\text{Ca} - \text{Mg}$ в углях невысокой стадии метаморфизма возрастает с увеличением степени морского влияния на формирующийся торфяник. В аналогичных условиях увеличивается содержание бора (Поделько, 1966; Тимофеев, Боголюбова, 1967). Свайн указывает на обогащение углей, перекрытых морскими осадками, бором, галлием, кобальтом, никелем и свинцом. Л. А. Гуляева и Е. С. Иткина (1962) установили относительную концентрацию хлора в прибрежно-морских углях.

Общий недостаток всех перечисленных элементов как индикаторов морского влияния на торфяник — сравнительная малочисленность определений и изменение величины их начальной концентрации при метаморфизме.

Элементом, входящим в состав обычного технического анализа углей во всех пунктах опробования пластов и с высокой надежностью характеризующим степень морского влияния на древний торфяник, является сера. В условиях каменноугольного торфонакопления Донбасса основным источником серы в угольном веществе были сульфаты морских вод, периодически затоплявших прибрежную низменную равнину. Масштабы последующего бактериального восстановления сульфатов до сероводорода и образования сульфидной серы (основного компонента серы высокосернистых углей) определялись в конечном итоге частотой и длительностью вторжения вод в торфяной массив. Ослабевшее влияние моря по мере удаления от побережья сопровождалось понижением сернистости пластов, и это обстоятельство определяет роль серы как индикатора паралического торфонакопления.

Анализируя закономерности распределения серы с этой точки зрения в пласте I_3 , можно отметить смену в южном и западном направлениях паралической обстановки, характерной для зоны морской окраины и низинной зоны, внутриконтинентальной в пределах верховой зоны (фиг. 5).

Таким образом, этот пласт — полифациальное образование.

Аналогичная дифференцированность, отмеченная и для других пластов, указывает на недопустимую упрощенность общего отнесения угленакопления Донбасса к паралическому типу.

Использованию серы как геохимического индикатора во всех случаях должен предшествовать анализ возможностей поступления сульфатов из континентальных источников с подземными или поверхностными во-

дами. Обычно такая ситуация возникает в тех случаях, когда воды, питающие торфяники, размывают гипсо-ангидритовые отложения. Характерные примеры — торфяное месторождение Кемери (Латвийская ССР) и некоторые угольные месторождения Иркутского бассейна.

Общая палеогеографическая картина торфонакопления, реконструированная при помощи вещественно-морфологического анализа угольного пласта I_3 , представлена на фиг. 5.

Сравнение общей палеогеографической зональности, предшествующей торфонакоплению (регрессивная часть цикла I_3 — I_4 , фиг. 1) и в период торфонакопления, выясняет их отчетливую взаимосвязь. Последняя проявляется главным образом в сходном разделении территории на площади преимущественного развития континентальной и прибрежно-морской обстановок и в меньшей степени — в ориентации и расположении водных потоков. Имеющиеся в то же время различия, например большая сложность внутриболотной гидрографической сети и ее некоторая переориентировка, свидетельствуют о непринципиальной геоморфологической эволюции ландшафта или, быть может, о более высокой разрешающей способности морфолого-вещественного метода.

Сходная зональность с небольшими территориальными перераспределениями сохраняется и в перекрывающих пласт отложениях, о чем можно судить по расположению известняка в кровле пласта (фиг. 1) и в еще большей степени — по палеогеографической карте трансгрессивной части цикла (Жемчужников и др., 1959). Это обстоятельство свидетельствует о длительном сохранении основной геоморфологической структуры региона, поддерживаемой, по-видимому, стабильными различиями темпа тектонических движений в соответствующих зонах. Наследование геоморфологической зональности — один из основных факторов, определяющих генетическую связь торфо- и литогенеза.

Реконструкция условий древнего торфонакопления на основе морфолого-вещественного анализа угольных пластов — основа для решения ряда важных практических задач. Среди них главное место занимают возможности обоснованного прогнозирования строения, зольности, сернистости, степени восстановленности, химического состава золы, концентрации редких и рассеянных элементов на глубоких горизонтах и неизученных площадях. Палеогеографические карты, совмещенные с картами метаморфизма, представляют собой исчерпывающую основу для всесторонней прогнозной характеристики угольных пластов.

ЛИТЕРАТУРА

- Геолого-углехимическая карта Донецкого бассейна, вып. 6. Углетехиздат, 1950.
- Волков В. Н. О морфологии угольных пластов. — Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1969, вып. 18.
- Гуляева Л. А., Иткина Е. С. Галогены и ванадий, никель и медь в углях. — Геохимия, 1962, № 4.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Ритенберг М. И., Тимофеев П. П., Тимофеева З. В. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Изд-во АН СССР, 1959.
- Кейт М. Л., Дегенс Э. Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. В сб.: Геохимические исследования. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Кизильштейн Л. Я. Некоторые факторы изменчивости строения и качества угольных пластов в Донбассе. — В сб.: «Геология территории Нижнего Дона и техника геологоразведочных работ». Изд-во Ростовск. ун-та, 1970.
- Кизильштейн Л. Я., Гофман Н. Г. Реконструкция условий рН и окислительно-восстановительного потенциала древних торфяников. — Химия твердого топлива, 1970, № 4.
- Кизильштейн Л. Я., Серебрякова И. Т. Некоторые особенности изменения строения и состава угольных пластов. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 5.
- Лаптьева А. М. Об опыте использования петрографических признаков угля для корреляции пластов. — Матер. к IX совещ. работн. лаб. геол. орг., вып. 8, «Недра», 1965.

- Поделько В. Я. Бор в углях Забайкалья.— В сб.: Микроэлементы в каустобиолитах и осадочных породах, 1966.
- Справочник по качеству каменных углей и антрацитов Донецкого бассейна. Госгортехиздат, 1960.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Степень разложения растительного вещества как показателя тектонического режима области торфонакопления.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 4.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Миссерова Л. В., Федоровская Н. П. Особенности распределения бора в морских углях Ангаро-Чулымского прогиба в зависимости от палеогеографических обстановок осадко- и торфонакопления.— Химия твердого топлива, 1967, № 5.
- Широков А. З. Угленосная формация Донецкого бассейна. Очерки по геологии Кузнецкого и Донецкого бассейнов. «Недра», 1970.
- Swaine D. Boron in new South Wales Permian coals. Austral. Journ. Science, v. 25, № 6, 1962.
- Werner H. Über den Nachweis mariner Beeinflussung von Torf und Kohle. Geologisches Jahrbuch, Band 69, 1954.

Ростовский государственный университет

Дата поступления
3.VI.1971

УДК 551.3.053 : 551.72(574.5)

ВЕНДСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ХРЕБТЕ КАРАТАУ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Р. А. МАКСУМОВА

В Тянь-Шане предкембрийские коры выветривания установлены в хребтах Курук-Таг (Ху Шу-юн, 1958) и Джетым-Тоо (Адышев и др., 1967) и бассейне р. Сары-Джаз, а на продолжении Тянь-Шаня к западу — в хребте Улутау Центрального Казахстана (Ергалиев, 1965). При детальном литологическом исследовании верхнедокембрийских отложений на территории хребтов Малый Каратау и Боролдайтау (Южный Казахстан) в ряде разрезов автором установлены коры выветривания приблизительно того же возраста.

МАЛЫЙ КАРАТАУ

Древняя кора выветривания в разрезах по р. Кыр-Шабакты (Батырбайская структура), в районе р. Беркуты-Северный и по правому борту долины р. Шабакты (Малокаройская структура) развита по породам курганской свиты. Эта свита в верхней своей части сложена преимущественно пепловыми туфами трахилипаритового состава и туффитами. Наиболее полно профиль коры выветривания сохранился в Малокаройской структуре, которая в предкембрийское время представляла собой сушу. С севера и северо-востока эта суша была окаймлена относительно пониженными участками рельефа Батырбайско-Аксакой, Беркутинской, Джанытасской структур.

Наличие этих сопряженных элементов рельефа предопределило своеобразие процессов выветривания. На Малокаройском поднятии они прошли сравнительно глубоко, с образованием нескольких зон профиля коры выветривания, а в понижениях рельефа слабее.

Наиболее полный профиль коры выветривания изучен по р. Шабакты. В нем виден постепенный переход от плотных зеленовато-серых окремненных туфов курганской свиты к рыхлым бледно-зеленоватым и затем красным глинам коры выветривания. Все породы подверглись вторичным изменениям до стадии глубинного эпигенеза. Большая часть глинистых минералов перекристаллизована в твердый агрегат серицита, хлорита, кварца, альбита. С большим трудом были выделены реликты глинистых минералов, не затронутые процессами перекристаллизации.

Сбита, возраст	Зона	Колонка	Мощ- ность, м
V_2 -Ст ₁			
Курганская (V ₁)	КГ		45
	Г		27
	НД		1

Фиг. 1. Колонка коры выветривания туфов в Малом Каратау

Цифры в кружках — номера образцов: 1 — глина гидрослюдисто-монтмориллонитовая, пятнистая, 2 — глина салатная такого же состава, 3 — аргиллит буровато-красный, 4 — аргиллит светло-зеленый, 5 — туф кварцевого порфира, осветленный, мелкотрещиноватый, 6 — туф кварцевого порфира, плотный, зеленый, 7 — доломит песчанистый, 8 — доломит. Буквы — зоны: НД — начальной дезинтеграции, Г — гидрослюдистая, КГ — каолинит-гидрослюдистая

В профиле коры выветривания выделяют три зоны (фиг. 1).

Зона начальной дезинтеграции — трещиноватая, легкоразрушающаяся в современных обнажениях порода (обр. 5). Окраска ее сравнительно с неизменными породами более светлая — внизу зоны зеленватая или бледно-салатная, вверху пятнистая. Под микроскопом это обычно брекчиевидная порода с расплывчатыми очертаниями «обломков», которые представляют собой реликты малоизменен-

ной породы: пепловые и пеплово-кристаллокластические туфы и туффиты. Полевые шпаты в этих «обломках» сильно разложены и часто замещены чешуйками слюды. Кристаллы полевых шпатов погружены в зеленую гидрослюдистую массу, в которой рассеяны мелкие чешуйки бесцветного гидромусковита и более крупные — ярко-зеленого селадонита. «Обломки» постепенно переходят в темную слабополяризующую массу гидрослюды с примесью монтмориллонита. В этой глинистой массе сохранились угловатые обломки полевого шпата, замещенного гидрослюдой, хлорита, серицита, кварца, гематита, апатита и циркона. Мощность зоны 0,3—1 м.

Зона гидрослюдистая — постепенно сменяет предыдущую, сложена довольно прочными аргиллитами и алевролитами, красными, бурыми, коричневатыми, реже бледно-зелеными (обр. 3 и 4). Редко встречаются маломощные прослои слабо измененных туфов. В шлифе порода слабо поляризует, видны чешуйки селадонита и гидромусковита. Алевротовую примесь составляют угловатые зерна кварца, разрушенных полевых шпатов, апатита и циркона. Термическим и рентгеноструктурным анализами среди глинистых минералов установлены смешаннослойные гидрослюды, монтмориллонит и хлорит. Такая ассоциация формируется при эпигенетической переработке триоктаэдрических гидрослюд (Косовская и др., 1963), составляющих основную массу глинистого вещества, образующегося за счет неполного разрушения пород кислого и среднего состава. Мощность зоны 27 м.

Зона каолинит-гидрослюдистая — по окраске пятнистая, буроватая и бледно-салатная, рыхлая, легко растирается в тонкий порошок, оставляющий на пальцах шелковистый блеск (обр. 1, 2). Структура породы алевро-пелитовая. Среди редко встречающихся зерен определены корродированные зерна кварца, сильно разрушенного калишпата, чешуйки селадонита и бурые сгустки гидроокислов железа.

В глинистой фракции рентгеновским методом установлены смешаннослойные гидрослюдисто-монтмориллонитовые минералы, монтмориллонит, следы хлорита. Наличие на дебаграммах глин отражений с $d \approx 7,0$ — $7,1$ и $\approx 3,53$ — $3,56$ кХ свидетельствует о присутствии в них незначительного количества минералов ряда каолинит — галлуазит. Поскольку при прокаливании препарата до 550°C эти рефлексы исчезают, мож-

Химический состав продуктов выветривания туфов курганской свиты шабактинского разреза в Малом Каратау, %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
1	43,68	0,19	15,08	11,61	0,57	0,19	1,54	7,14	6,5	0,25	3,08	0,15	12,93	99,83
2	46,06	0,20	16,08	7,08	0,92	0,068	1,54	7,29	7,0	0,3	3,14	0,10	13,41	100,02
3	62,06	0,11	17,68	5,07	1,9	0,02	0,63	0,54	4,3	5,5	0,58	0,14	2,11	99,96
4	72,31	0,38	9,58	3,54	2,92	0,01	0,18	0,98	7,0	1,25	0,46	0,17	1,13	99,45
5	74,32	0,47	8,44	4,68	3,06	0,09	0,33	1,35	2,5	2,25	0,46	0,29	2,32	100,1
6	80,43	0,21	8,69	1,52	0,70	0,04	0,35	1,29	3,01	1,45	0,96	0,14	0,12	100,01

Положение образцов в разрезе см. на фиг. 1. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии АН КиргССР Р. Н. Чучмановой.

но с уверенностью считать, что это минералы не из группы хлорита. Последние, как показано Г. А. Ковалевым (1952), при такой обработке не изменяются. В составе этой зоны сохранилась только нижняя ее часть мощностью 0,2—0,3 м. Хотя каолинит-гидрослюдистая зона представлена не целиком, отчетливо видно, что преобразование гидрослюд при выветривании шло в сторону формирования минералов группы каолинит — галлуазит.

В конечных продуктах выветривания отмечается вынос SiO₂ и Na₂O (табл. 1). Содержание Al₂O₃ вначале возрастает, а затем немного падает вследствие кальцитизации породы. Окислы железа ведут себя примерно так, как Al₂O₃. При этом железо частично переходит из двухвалентной формы в трехвалентную. Содержание K₂O постепенно увеличивается от свежих пород к выветрелым — закономерность, отмеченная для древних кор выветривания многих районов (Веселовская, 1957; Гершойг, Каплун, 1970, и др.). Содержание CaO и MgO в исходных породах очень низкое и только в самой верхней зоне внезапно возрастает вследствие появления кальцита и доломита в порах и микротрещинах. Такое вторичное накопление карбонатов в верхней зоне коры выветривания широко распространено в вендско-кембрийских толщах Малого Каратау (Холодов, 1969).

Кора выветривания в этом профиле перекрыта доломитами, конгломерато-брекчиями и песчаниками беркутинской свиты верхнего венда — нижнего кембрия (Королев, Максумова, 1968) и чулактауской свитой нижнего кембрия (Келлер, Покровская, 1965). Терригенная составляющая этих отложений представлена продуктами разрушения коры выветривания и неизмененных туфов курганской свиты.

По р. Кыр-Шабакты (Батырбайско-Аксайская структура) сформирована только зона начальной дезинтеграции, сложенная выветрелыми туфами бледно-салатного цвета. Мощность зоны 20—25 м. Осветленные туфы в этом разрезе перекрыты 30—50-метровой толщей пестроцветных (красных и зеленых) массивных неслоистых брекчий. Последняя содержит продукты механического разрушения пород коры выветривания и сцементирована зеленоватым и красноватым глинистым материалом. Среди обломков встречаются разности от свежих, с хорошо сохранившимся строением туфов до совершенно разложившихся, рассыпающихся в руках светлых минеральных образований глинистого, преимущественного гидрослюдистого состава.

Разрез брекчиевой толщи полностью отражает развитие профиля выветривания приподнятой Малокаройской структуры. Обломки нижней части этой толщи (мощность ее 11 м) представлены слаборазрушенными зеленоватыми туфами, которые составляют в Малокаройской структуре зону начальной дезинтеграции. Выше лежит пачка таких же брекчий,

только цвет их становится малиновым. Обломки разложены сильнее, туфовая структура в них сохраняется очень редко. Глинистая составляющая аргиллитовых и алевролитовых малиновых пород, вмещающих эти обломки, имеет гидрослюдистый и монтмориллонитовый состав. Мощность пачки 10—13 м. Она образована за счет переотложения пород гидрослюдистой зоны.

Продукты переотложения верхней, каолинит-гидрослюдистой зоны коры выветривания встречены в вышележащей кыр-шабактинской свите, где они разбавлены карбонатными морскими осадками. Глинистая составляющая этой свиты представлена в основном гидрослюдами, реже монтмориллонитом и каолинитом. Последний развит более широко в залегающих выше беркутинской и чулактауской свитах (Еганов, 1964; Холодов, 1970).

Пестроцветные брекчии широко распространены по всей Батырбайско-Аксайской структуре. Образование их можно объяснить следующим образом. Выветривание на территории Малого Каратау проходило в условиях довольно расчлененного рельефа. На приподнятых участках Малокаройской структуры денудация прошла интенсивно. Здесь была образована зрелая кора выветривания с тремя зонами. В понижениях рельефа, к которым относились Батырбайско-Аксайский и другие прогибы, выветривание было менее интенсивное, в результате чего образовалась только зона начальной дезинтеграции. Накопление пестроцветных брекчий, перекрывающих породы зоны начальной дезинтеграции, происходило в континентальных условиях в результате механического разрушения и сноса обломочного материала коры выветривания, формировавшейся в это же время на приподнятых участках. Близко синхронное образование толщи брекчий определяется тем, что разрез ее отражает последовательность зон коры выветривания в прямом, а не в перевернутом виде, как это обычно происходит при накоплении осадков за счет размыва подстилающих образований.

БОРОЛДАЙТАУ

В Боролдайтау (60 км южнее горы Каратау) древняя кора выветривания образована на различных породах и горизонтах вулканогенной толщи. Эта толща выходит на поверхность в ядрах пологих антиклинальных складок и сложена преимущественно вулканитами кислого состава. Среди них различаются микроклиновые порфиры с флюктуационной структурой основной массы, сферолитовые и дацитовые порфиры (кварцевые порфириты) и различные туфы (Ташинина, 1951). Многие исследователи эту толщу сопоставляют с рифейской вулканогенно-осадочной свитой Большого Нарына в Тянь-Шане.

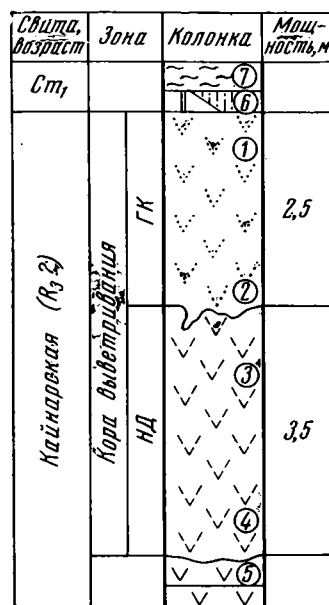
Разрез коры выветривания сравнительно полный (фиг. 2).

Зона начальной дезинтеграции — представлена довольно рыхлыми осветленными породами с отчетливой порфировой структурой. Вниз по разрезу они постепенно переходят в очень плотные неизменные темно-серые и черные микроклиновые порфиры. Фенокристами являются слабелитизированный калиевый полевой шпат, иногда с оплавленными краями, реже альбит. Основная масса состоит из чередующихся стекловатых или фельзитовых микропрослоев с флюктуационной структурой. Рыхлые породы этой зоны представляют собой такие же эффузивы, но светло-серые. Фенокристы полевого шпата часто полностью серицитизированы и пелитизированы. Много включений лейкоксена, густо поросшего кристалликами апатита. Мощность около 3,5 м.

Зона гидрослюдисто-каолинитовая — сложена белой, рыхлой, мучнистой, рассыпающейся в руках глинистой массой гидрослюда и каолинита. Порфировая структура в ней не сохранилась. Нижняя граница зоны неровная, с узкими, иногда довольно глубокими кар-

Фиг. 2. Колонка коры выветривания микроклиновых порфиров Боролдайтау

Цифры в кружках — номера образцов: 1, 2 — глина белая гидрослюдисто-каолининовая, 3, 4 — рыхлая светло-серая порода с порфировой структурой, 5 — микроклиновый порфир, 6 — кварцевый песчаник и доломит, 7 — глинисто-кремнистая порода. Буквы — зоны: НД — начальной дезинтеграции, ГК — гидрослюдисто-каолининовая



манами, опускающимися в породы подстилающей зоны. Выше по разрезу этой зоны глина приобретает пятнистую оранжевую и буроватую окраски. По глинистой массе развит вторичный эпигенетический тонкочешуйчатый серицит. Среди реликтовых минералов встречаются остроугольные изъеденные зерна кварца, пелитизированные и серицитизированные полевые шпаты, лейкоксен, рутил и апатит. Лимонит выполняет тончайшие трещинки, образует редкие, овальной формы сгустки с размазанными краями. Мощность зоны 2,5 м.

Из табл. 2 видно, что снизу вверх содержания SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO и Na_2O уменьшаются, а Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O возрастают. Железо почти полностью переходит из двухвалентной формы в трехвалентную. При этом обращает на себя внимание высокое содержание его даже в верхней зоне.

Таблица 2

Химический состав продуктов выветривания эффузивов Боролдайтау, %

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O^-	P_2O_5	П. п. п.	Сумма
1	65,30	0,82	15,23	3,86	0,81	0,039	0,22	0,67	9,0	0,25	0,54	0,37	3,59	99,97
2	66,74	0,68	18,22	3,05	1,34	0,001	0,29	0,84	9,0	Нет	0,32	0,09	2,40	99,73
3	69,50	0,32	13,42	4,55	0,95	0,002	0,16	0,64	6,0	Нет	0,12	0,39	0,17	99,70
4	69,84	0,49	13,59	2,03	1,35	0,02	0,19	0,84	9,0	1,0	0,10	0,15	1,13	99,63
5	73,63	0,26	14,06	1,44	6,08	0,24	7,46	10,7	3,60	1,62	0,06	0,39	2,83	99,97

Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии АН КиргССР Р. Н. Чучмановой.

Кора выветривания боролдайских эффузивов сохранилась всюду под толщей кварцевых песчаников и глинисто-кремнистых ванадий- и фосфатоносных пород нижнего кембрия. В этой толще, особенно в нижней ее части, встречаются железистые линзовидные тела мощностью 0,5—3 м. В самом низу они представляют собой железистый песчаник, переходящий в железняк. В песчанике рассеяны угловатые обломки молочно-белого кварца. Редко встречаются псевдоморфозы серицита по плагиоклазу. Химический состав железняка, %: SiO_2 — 2,56; TiO_2 — 0,20; Al_2O_3 — 1,36; Fe_2O_3 — 75,77; FeO — 0,07; MnO — 0,18; MgO — 0,64; CaO — 1,9; K_2O — 0,25; Na_2O — 0,09; H_2O^- — 2,34; P_2O_5 — 1,37; П. п. п. — 13,38; сумма — 99,91. Анализ выполнен в химической лаборатории Института геологии АН КиргССР Л. Детыненко.

Обеленные зоны на контакте боролдайских эффузивов и вышележащей терригенно-кремнисто-карбонатной толщи нижнего кембрия были отмечены ранее во многих пунктах М. В. Тацининой (1951). Она называла их зонами серицитизации. Формирование их связывалось с воздействием газотермы сольфатарной стадии вулканического процесса. Однако

в данном случае представляется более вероятным, что в формировании коры выветривания на Боролдайте решающее значение имел все-таки экзогенный фактор. В пользу такого вывода свидетельствует наличие здесь довольно полного профиля коры выветривания, начиная с зоны начальной дезинтеграции. С другой стороны, здесь нет вторичных кварцитов — типичных продуктов химического разложения пород в зонах современного вулканизма.

ВЫВОДЫ

В основании толщ нижнего кембрия в Каратау встречается кора выветривания с каолинит-гидрослюдистой зоной сверху. Верхняя возрастная граница коры выветривания определяется как самые верхи венда — низы кембрия. Нижняя граница, по-видимому, определяется более широким интервалом времени. В Малом Каратау процессы денудации и выветривания развиваются по верхам курганской свиты низов венда, в Боролдайте (Большой Каратау) — по кайнарской свите верхнего рифея.

Сохранились преимущественно нижние горизонты выветривания, а более верхние размыты поздневендской — раннекембрийской трансгрессией. Продукты размыва остались в перекрывающих кору выветривания толщах.

Образование коры выветривания происходило в условиях относительно спокойного тектонического развития слаборасчлененной территории, в условиях влажного теплого климата.

В Боролдайте выветривание пород проходило по типу образования отбеленного структурного элювия. Из выветривающейся породы уже на ранних фазах ее разложения выносилось железо.

ЛИТЕРАТУРА

- Адышев М. М., Шабалин В. В., Калмурзаев К. Е. Древняя кора выветривания в кровле верхних тиллитоподобных пород позднего докембрия Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР 1967, т. 172.
- Веселовская М. М. Донижнепалеозойская кора выветривания на Русской платформе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 2.
- Гершойг Ю. Г., Каплун Е. Я. Древняя метаморфизованная кора выветривания магматических пород Криворожского бассейна. — Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 4.
- Еганов Э. А. Случаи формирования пластовых фосфоритов на регрессивных стадиях осадконакопления. — Геол. и геофизика, 1964, № 3.
- Ергалиев Г. К. К стратиграфии венда и кембрия Байконур — Каратау — Джебаглинской зоны. — Изв. АН КазССР, Сер. геол., 1965, № 6.
- Келлер Б. М., Покровская Н. В. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау. — Тр. Фрунз. политехн. ин-та. Геология и горное дело, 1968, вып. 24.
- Ковалев Г. А. Исследование кристаллических веществ с помощью рентгеновских лучей. — Тр. Всес. совещ. раб. минерал.-петрограф. лаб. МГ и ОН СССР. М., Госгеолтехиздат, 1952.
- Королев В. Г., Максумова Р. А. Аналоги вендского комплекса в Малом Каратау. — Тр. Фрунз. политехн. ин-та. Геология и горное дело, 1968, вып. 24.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород. — В кн.: геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ташинина М. В. Изверженные породы Боролдайте и Кулантау. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1951.
- Холодов В. Н. К вопросу о вторичных изменениях пластовых фосфоритов Малого Каратау в зоне гипергенеза. — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.
- Холодов В. Н. О ванадиеносных фтанитах в чулактауской свите Малого Каратау. — Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 6.
- Ху Шу-юн, Геологический ежемесячник (Dishi yuekan), 1958, № 7.

МЕТОДИКА

УДК 552.12

РАЗДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ С ПОМОЩЬЮ РЕПЕРОВ ПЛОТНОСТИ

М. Я. КАЦ

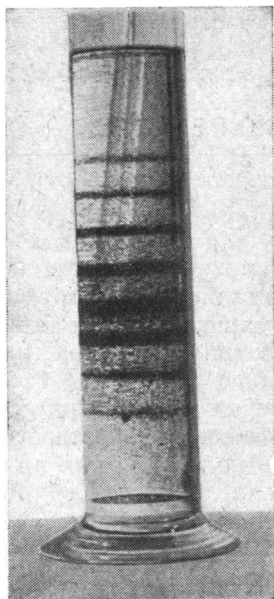
Колонки жидкости с непрерывным изменением плотности создаются при помощи разных конструкций гравитационных градиентных трубок (Кац, 1966), металлических (Oster, 1965; Херманс, Энде, 1966) и стеклянных (Smala, 1970) смесителей и т. п. На такого типа приборах, используя калиброванные реперы плотности, можно более точно, чем другими методами, определять плотность отдельных зерен и гистограмму распределения зерен по плотности, а также делить зерна по плотности. Большая точность метода гравитационных градиентных трубок, как правило, позволяет делить не только смесь минералов на «мономинеральные» образцы, но практически любой «мономинеральный» образец делить на разные типы зерен, отличающиеся по концентрации газово-жидких и минеральных включений, а в ряде случаев также по дефектам структуры, микротрещинам, изоморфным замещениям и т. п.

Опыт работы показал, что для указанных целей разделения минералов перспективно использовать колонки жидкости со ступенчатым изменением плотности, которые можно получать без приборов — только при помощи реперов плотности (Кац, 1972). Подогнать репер к данному значению плотности с точностью $\sim 0,001 \text{ г/см}^3$ не представляет больших затруднений (Сраерен, 1959; Кац, 1966; Смирнова, Торопин, 1967). При помощи одного или (в лучшем случае) двух близких реперов плотности методом «тонет — всплывает» можно подобрать концентрации легкой и тяжелой смешивающихся жидкостей так, чтобы их смесь имела требуемую плотность с точностью $\sim 0,001 \text{ г/см}^3$. Заготовив серию жидкостей с заданным шагом по плотности, заливают последовательно на дно сосуда по мере увеличения их плотности, начиная с самой легкой. Резкие границы ступенчатого изменения плотности легко наблюдать визуально и без исследуемых зерен, так как показатели преломления смесей разной плотности различны, а диффузия сказывается лишь через длительное время.

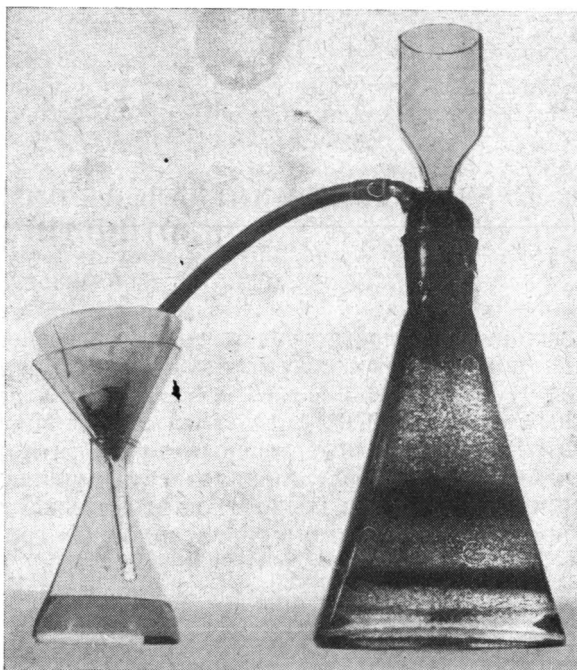
Если вначале на дно сосуда поместить исследуемый образец, то по мере наливания очередной, более тяжелой жидкости будут всплывать зерна, которые легче этой жидкости. В результате зерна разделятся в серию страт (фиг. 1, 2). Эта картина похожа на результат рассеивания зерен по размерам на комплексе сит. Аналогичные результаты можно получить и с другими минералами, а также с меньшим шагом (до $\sim 0,005 \text{ г/см}^3$), с разным шагом, с разным объемом жидкости на каждый шаг плотности и т. п. В цилиндре (фиг. 1) виден характер всей гистограммы распределения зерен по плотности. В нем целесообразно по

малым навескам (~ 500 мг) определять для нового неизвестного образца требуемые область и шаг по шкале плотности. Используя один из известных приемов (Кац, Баранов, 1969; Smale, 1970), из цилиндрической колонки можно извлекать зерна из каждой страты последовательно сверху вниз.

Однако делить большие навески образцов более целесообразно в конусе (фиг. 2). Поскольку процесс разделения происходит практически



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Мензурка на 500 мл со стратами разделенных по плотности зерен «мономинерального» образца глауконита.

Рабочая жидкость — смесь бромформа и диметилформамида. Виден толстостенный стеклянный капилляр (внутренний диаметр $\sim 1,5$ мм) воронки. Размер зерен 0,2—0,25 мм. Навеска 4 г. Шаг ступенек плотности 0,02 г/см³. Наливали по 30 мл каждой жидкости с данной плотности. Область по шкале плотности 2,54—2,78 г/см³. Небольшой процент более легких зерен лежит на поверхности жидкости, а более тяжелых — на дне (небольшие инородные примеси)

Фиг. 2. Коническая колба на 500 мл со стратами разделенных по плотности зерен «мономинерального» образца глауконита.

В притертую пробку впаива воронка с капилляром до дна колбы.

Видны лишь часть страт: легкие зерна некоторых страт уже вылиты с жидкостью в приемники, а наиболее тяжелые зерна еще не поднялись со дна в свою страту. Размер зерен 0,20—0,25 мм. Шаг ступенек плотности 0,02 г/см³. Навеска 20 г. Смазка шлифа пробки — рабочая жидкость

только на дне сосуда, то при одной и той же емкости конуса и цилиндра в стандартной конической колбе можно делить почти на порядок больше исходного образца с той же детальностью и за то же время. Выделение очередной страты с зернами в узком интервале плотности через выходное отверстие в пробке колбы при наливании на дно сосуда более тяжелой жидкости дает существенно более точные результаты, чем при использовании процедуры, описанной в работе М. Я. Каца и В. В. Баранова (1969), и является более простой операцией.

Описанный метод при решении многих задач разделения минералов по плотности имеет большую наглядность, а аппаратура, используемая при этом,— ряд преимуществ перед указанными выше приборами, в которых получают колонки жидкости с непрерывным изменением плотности. Новый метод разделения минералов по плотности требует хотя и не стандартное, но простое оборудование, доступное для любой лаборатории, прост, дает достаточно точные результаты разделения минералов. Он может быть использован в одном опыте практически на всей шкале плотности в пределах легкой и тяжелой смешивающихся жидкостей с большим шагом плотности, а при необходимости — в узком интервале плотности с малым шагом¹. Мы считаем, что метод перспективен для широкого использования при разделении минералов, в частности и для разделения «мономинеральных» образцов на разные типы зерен. Проводимые в настоящее время эксперименты показывают перспективность использования описанного метода при решении ряда задач петрографии.

ЛИТЕРАТУРА

- Кац М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 158.
- Кац М. Я. Колонка жидкости со ступенчатым изменением плотности.— Приборы и техника эксперимента, 1972, № 1, 209—210.
- Кац М. Я., Баранов В. В. К методике точного разделения минералов по плотности.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
- Смирнова Н. А., Торопин С. И. Определение плотности твердых тел.— Измерит. техника, 1967, № 4.
- Херманс Д., Энде Х. Новейшие методы исследования полимеров. М., «Мир», 1966.
- Oster G. Density gradients.— *Scient. Amer.*, 1965, № 8.
- Smale D. Density — gradient columns, with special reference to their application to modal analysis.— *Miner. Sci. and Engng.*, 1970, v. 2, № 2, 18—23.
- Spreen S. Precise density measurements of dense solids by combination of float method with hydrostatic weighting.— *Rev. Scient. Instrum.*, 1959, v. 30, № 3.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
21.VII.1972

¹ Опыт работы показал, что проще не все жидкости с требуемой плотностью готовить с помощью реперов, а лишь наиболее тяжелую и наиболее легкую; затем жидкости с промежуточной плотностью получать путем смешения их в соответствующих пропорциях. Этим путем легче достичь постоянный шаг по плотности. Возможной погрешностью за счет неоднородности объемов жидкостей при смешении можно пренебречь: при большом шаге по плотности ($\sim 0,1 \text{ г/см}^3$) она не существенна, а при малой разности плотностей жидкостей и соответственно малом шаге по плотности ($0,01 \text{ г/см}^3$) — мала (Кац М. Я. Конус жидкости со ступенчатым изменением плотности. Приборы и техника эксперимента, № 1, 1973).

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.31 (470.5)

О СТАТЬЕ И. П. ДРУЖИНИНА «ЦИКЛИЧЕСКИЙ ТИП СТРОЕНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАКАЛА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)»

Ю. А. ДАВЫДЕНКО, В. А. ТИМЕСКОВ, И. М. ТУМАНОВ

За последние 15 лет решительно изменились взгляды на стратиграфическое положение сидеритовых залежей Бакала (Гринштейн и др., 1960; Давыденко, 1962₂, 1964; Сергеев, 1963; Яницкий, Сергеев, 1962, и др.). Это создало предпосылки для изучения еще малоизвестных условий формирования рудовмещающих горизонтов и их связей с седиментационными циклами. Поэтому работа И. П. Дружинина заслуживает пристального внимания. Она содержит общие сведения о месторождениях и описание части разреза бакальской свиты с колонкой, отражающей фациально-циклическое строение этой свиты. По мнению И. П. Дружинина, он установил на Бакале седиментационные циклы, тем самым подтвердив для «древнейших осадочных пород земной коры» представления Н. А. Головкинского о повсеместном распространении колебательных движений, причем «залежи пластовых сидеритов располагаются... только в трансгрессивных рядах фаций...», что «является закономерностью для Бакала» (стр. 1413).

Не касаясь второстепенных упущений, из-за которых описанный автором разрез угодил из Центрально-Иркусканского карьера в давно сработанный Гаевский, следует отметить, что, по данным И. П. Дружинина, бакальские месторождения из Башкирского антиклинория также переместились в краевой прогиб, окисленные руды из мезокайнозойских (Вахрушев, 1949, и др.) превратились в дозигальгинские (рифейские!) и т. п.

По-видимому, лишь незнанием литературы объясняются претензии автора на «подтверждение» идей Н. А. Головкинского (обильнейшие публикации по цикличности и колебательным движениям рифея общеизвестны) и «открытие» на Бакале седиментационных циклов, описанных здесь еще А. И. Олли (1948) и Н. К. Бургеля (1962). Заимствована и сама мысль о закономерном размещении железных руд в седиментационных циклах. Для Бакало-Саткинского района ее высказал М. И. Гарань (1947), для бакальских месторождений — Н. К. Бургеля (1962, стр. 114).

Свои выводы автор аргументирует результатами изучения только одной части разреза бакальской свиты мощностью всего 90 м. Даже эта 1/10 или 1/15 свиты изучена лишь в северо-восточном борту Центрального карьера Иркутска и, следовательно, ее изменения по простиранию не выяснены. В стратиграфической схеме Ю. А. Давыденко (1962₂,

Фиг. 1. Литологические колонки забоев Центрального карьера горы Иркутскан

I — северо-восточный забой, по данным И. П. Дружинина (1968—1969 гг.); II, III — северо-восточный и юго-западный забои (соответственно), по данным геологической службы Бакальского рудоуправления (май—июнь 1967 г.). 1 — аргиллитовидные породы; 2 — филлитовидные сланцы; 3 — доломиты; 4 — сидеритовые руды; 5 — диабазы; 6 — линии корреляции: а — стратиграфических границ, б — контактов сидеритовых тел

1964) она отвечает части нижнебакальского (B_4) и нижнего промежуточного (B_5) горизонтов (фиг. 1).

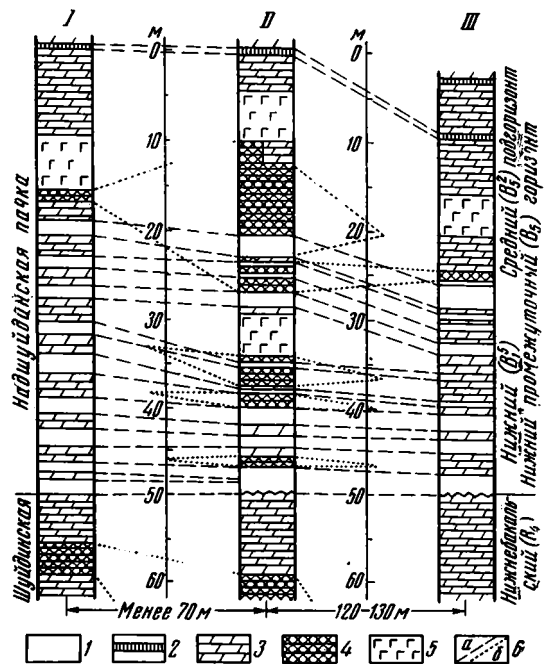
Разрез описан неточно. В частности, в подгоризонте B_5^1 не отмечена вторичность зеленоватой окраски аргиллитовидных пород. В 1968 г. здесь же Ю. А. Давыденко наблюдал в них реликты черных филлитовидных сланцев, темная окраска и главный кливаж которых исчезают при их вторичном позеленении. Такие гидротермальные изменения давно известны на Бакале (Давыденко, 1962₁; Сергеев, 1963). Из многих других неточностей отметим расхождения между колонкой и текстом.

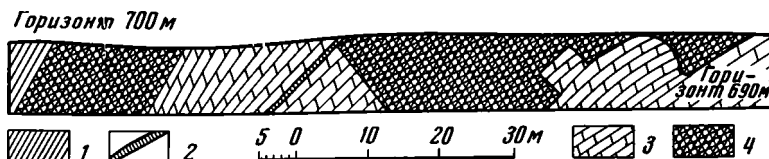
Доломиты B_4 и B_5^2 И. П. Дружинин *a priori* отнес к осадкам трансгрессивных рядов, более глубоководным, чем переслаивающиеся породы подгоризонта B_5^1 , особенности которых якобы «указывают на постепенное обмеление бассейна, т. е. устойчивое регрессивное перемещение береговой линии» (стр. 1413). Такие допущения для весьма мелководной бакальской свиты по меньшей мере неосторожны (в доломитах B_4 , например, отмечены строматолиты и трещины высыхания, Давыденко, 1962₂, 1964; Сергеев, 1963). Выводы же о регрессивном характере подгоризонта B_5^1 просто неверны потому, что в его основании пропущено угловое стратиграфическое несогласие.

Это посленижнебакальское несогласие ясно проявляется на Иркутскане (Давыденко, 1964, 1966). В частности, в 1967 г. И. М. Туманов обнаружил его всего в 150—180 м по простиранию пород от изученного И. П. Дружининым забоя. Здесь и сейчас отлично видно, что 3,5-метровый аргиллитовидный слой в основании подгоризонта B_5^1 к северо-западу быстро срезает подстилающие доломиты B_4 .

Трансгрессивная последовательность напластования в безрудном, согласно И. П. Дружинину, подгоризонте B_5^1 , покрывающем поверхность несогласия, не нуждается в доказательствах (фиг. 1). Столь же очевидна и несостоятельность вывода о залегании «пластовых сидеритов... только в трансгрессивных рядах фаций» (стр. 1413).

Не существует ли, однако, какой-либо другой связи сидеритового оруденения с цикличностью разреза? Для этого рассмотрим состав подгоризонта B_5^1 не в одном борту, а хотя бы на площади всего Центрального карьера. В сработанном этим карьером 1-м Тяжелом руднике уже давно замечено (Конюшевский, Ковалев, 1903, стр. 104 и др.), что в некоторых разрезах современного подгоризонта B_5^1 доломитовые прослои полностью замещены рудой. В изученном И. П. Дружининым борту и





Фиг. 2. Залегание сидеритовых руд в доломитах нижнебакальского горизонта

Северовосточный борт Центрального карьера Иркутска, горизонт 690 м, разведочная линия III-20—III-50, профиль 12+30, развертка зарисовки забоя, штриховка ориентирована параллельно слоистости пород. 1 — переслаивающиеся аргиллитовидные породы и доломиты нижнего промежуточного горизонта (B_5); нижнебакальский горизонт (B_4); 2 — тонкий прослой филлитовидных сланцев; 3 — доломиты; 4 — сидериты

ближайших забоях горные работы также неоднократно вскрывали сидеритовые руды, частично или полностью замещающие доломиты подгоризонта. В I забое сидериты видны и сейчас (горизонт 710 м, разведочная линия III+15, профиль 12+40). Фигура 1 отражает типичную для Бакала изменчивость оруденения в карбонатных слоях разреза на очень коротких интервалах при значительной выдержанности состава разделяющих их слоев. Карбонатные слои подгоризонта B_5^1 северо-восточнее карьера представлены уже известняками, а оруденение в нем известно и на других рудниках Шуйды и Иркутска. На последнем подгоризонт всегда налегает непосредственно на поверхность несогласия, неизменно сохраняя свой трансгрессивный характер. Поэтому несомненно, что изменчивость состава карбонатных слоев не связана с положением самого подгоризонта B_5^1 в седиментационном цикле.

Карбонатные породы B_4 и B_5^2 , постоянно сопровождающие этот горизонт и подгоризонт и, следовательно, повсеместно представляющие одни и те же части циклов, оруденели столь же неравномерно. На большей части площади Бакала они безрудны; в забое, изученном И. П. Дружининым, слабоорудородны, но рядом, в этом же карьере (фиг. 1), и на других месторождениях места замещены рудой от лежащего до всячего бока. Во всех остальных, весьма выдержанных по мощности и строению карбонатных элементах бакальского разреза рудные залежи также не обнаруживают никакой связи с его стратиграфическими, фаціальными или циклическими элементами, но зато явно подчиняются структурным факторам локализации и сопровождаются интенсивными гидротермальными изменениями вмещающих пород (Давыденко, 1962, 1966; Гринштейн и др., 1960; Яницкий, Сергеев, 1962; Сергеев, 1963; Тимесков, 1963; Варлаков, 1967, и др.). Контакты рудных тел часто пересекают стратиграфические и литофаціальныe границы и, следовательно, в общем занимают в разрезе секущее положение. На Бакале известны и типичные рудные жилы. В лежащем боку Центрального карьера Иркутска поперечные к простиранию доломитов B_4 отвесные жилы достигают 50 м (!) мощности (Давыденко, 1963). В борту, для которого И. П. Дружинин составил колонку, секущие сидеритовые тела видны до сих пор (фиг. 2).

Вполне очевидно, что связывать бакальские сидериты с определенными литофациями или седиментационными циклами сейчас можно, лишь сознательно пренебрегая широко известными данными об эпигенетичности этих руд по отношению к вмещающим породам.

В этом смысле статья И. П. Дружинина весьма типична. Еще до изложения и интерпретации фактического материала в ней отдается «предпочтение концепции осадочного железорудного процесса» на основании литературных данных «последних» лет, из которых новейшие опубликованы в 1958 г. (!). Это позволило избежать ссылок на предшественни-

ков и игнорировать новейшие публикации по Бакалу, в том числе работы Н. К. Бургеля (1962), В. А. Тимескова (1963), А. С. Варлакова (1967), З. М. Старостиной (1962), А. Л. Яницкого и О. П. Сергеева (1962) и десятки статей названных и других геологов.

Естественно, что доводы И. П. Дружинина за осадочный генезис бакальских сидеритов изрядно устарели. Специальные исследования В. А. Тимескова (1960, 1963) и А. С. Варлакова (1967) давно опровергли противоречивые сведения (Бургеля, 1958, 1962) о контактовых изменениях сидеритов. Кстати, сам И. П. Дружинин скромно умолчал о них, хотя описал контакт диабазов с сидеритами. Сейчас изучены десятки пересечений последних диабазами и твердо установлено, что дайки не метаморфизуют руды, но сами гидротермально изменены, местами сидеритизированы, экранируют оруденение и, следовательно, являются дорудными (Давыденко, 1962; Тимесков, 1963; Яницкий, Сергеев, 1962; Сергеев, 1963; Варлаков, 1967, и др.). Первично сидеритовый состав гальки, изредка встречающейся в зигальгинских конгломератах, никто и не пытался доказать. Зато еще Ю. С. Соловьев (1951) описал ее замещение сульфидами и сидеритом. Развенчаны и представления о «закономерном стратиграфическом размещении в разрезе... сидеритов» (Дружинин, стр. 1412), сейчас известных во всех карбонатных элементах бакальской свиты (Давыденко, 1962, 1964; Гринштейн и др., 1960; Бургеля, 1962; Старостина, 1962; Сергеев, 1963, и др.).

Таковы некоторые факты и нынешние представления о взаимоотношениях бакальских сидеритов с окружающими породами. Их можно оспаривать, но замалчивать нельзя.

Фашиально-циклический анализ бакальского разреза необходим и важен хотя бы потому, что генезис и положение в циклах карбонатных пород, замещенных сидеритами, далеко еще не ясны. Однако первая попытка такого изучения явно неудачна.

ЛИТЕРАТУРА

- Бургеля Н. К. О возрастном соотношении сидеритовых руд и диабазов в районе Бакальского месторождения.— Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 5.
- Бургеля Н. К. Минералого-петрографическая характеристика Бакальского железорудного месторождения.— В кн.: Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Варлаков А. С. Метаморфизм в связи с диабазами в районе Бакальского рудного поля. М., «Недра», 1967.
- Вахрушев Г. В. Пестроцветная кора выветривания на территории СССР, т. 1. Изд-во Саратовск. ун-та, 1949.
- Гарань М. И. О периодичности осадкообразования в древних свитах западного склона Южного Урала.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 1. М.—Л., Госгеолиздат, 1947.
- Гринштейн Н. В., Давыденко Ю. А., Сергеев О. П., Тимесков В. А. О положении бакальских сидеритов во вмещающих породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
- Давыденко Ю. А. Зональность гидротермальных проявлений на Бакальском рудном поле.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1962, № 2.
- Давыденко Ю. А. Стратиграфический разрез рудоносной свиты Бакала (Урал) по новым данным.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 5.
- Давыденко Ю. А. О коре выветривания Бакальских железорудных месторождений.— В сб.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Давыденко Ю. А. Стратиграфия бакальской свиты на рудном поле Бакала (Урал).— Изв. вузов. Геол. и разв., 1964, № 8.
- Давыденко Ю. А. О границах зигальгинской свиты на Бакале (Южный Урал).— Тр. Иркутск. политехн. ин-та. Сер. геол., 1966, вып. 30.
- Конюшевский Л., Ковалев П. Бакальские месторождения железных руд.— Тр. Геолкома, СПб., новая сер., 1903, вып. 6.
- Оли А. И. Древние отложения западного склона Урала. Изд-во Саратовск. ун-та, 1948.
- Сергеев О. П. Стратиграфия бакальской свиты уральского протерозоя.— В сб.: Материалы по региональной стратиграфии СССР. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Соловьев Ю. С. Диабазы Бакала и их отношение к рудной минерализации.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1951, ч. 80, № 4.

- Старостина З. М. Сидеритоносная формация рифей западного склона Южного Урала.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1962, вып. 71.
- Тимесков В. А. О некоторых явлениях метаморфизма в диабазах Бакала.— Уч. зап. Казанск. ун-та, 1960, т. 120, кн. 4.
- Тимесков В. А. Минералогия карбонатных руд и вмещающих их карбонатных пород Бакальского железорудного месторождения на Южном Урале. Изд-во Казанск. ун-та, 1963.
- Яницкий А. Л., Сергеев О. П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис.— Тр. ИГЕМ, М., 1962, вып. 73.

Иркутский политехнический институт,
Казанский университет,
Бакальское рудоуправление

Дата поступления
3.V.1972

УДК 553.43:551.735

**КРИТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ К СТАТЬЕ Т. Н. ГОЛУБОВСКОЙ,
Н. В. ЛИТВИНОВИЧ И В. А. ГОЛУБОВСКОГО «ФАЦИИ,
ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ
ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЖЕЗКАЗГАНСКОЙ
ВПАДИНЫ»¹**

И. П. ДРУЖИНИН

Появление в печати обобщающих исследований по фациям верхнепалеозойского разреза Джезказгана на основе анализа накопленного материала и привлечения новых данных, в том числе материалов детальной геологической съемки и разведочного бурения естественно должно только приветствоваться. К сожалению, в опубликованной статье многие из этих вопросов не нашли должного отражения, а результаты предшествующих исследователей упоминаются только в самых общих словах (Голубовская и др., 1971, стр. 429).

С методических позиций авторы статьи достаточно правильно изложили такие важные понятия, как фация и фациальный тип. Так, определяющими признаками фациальных типов пород они рассматривают следующие генетические особенности: «присутствие органических остатков, состав, структуры, текстуры, соотношение и распределение компонентов, а также наличие разнообразных знаков на поверхностях напластования (знаков ряби, капель дождя, следов жизнедеятельности животных и т. п.). Немаловажное значение имеет строение толщ в разрезе и на площади, форма пластов и их взаимоотношение. Наконец, естественное распределение фациальных типов в пространстве является не только контролем правильности, но и критерием их выделения. Отнесение той или иной породы к определенному фациальному типу может быть более или менее уверенным в зависимости от количества, сочетания и надежности (типоморфности) признаков» (Голубовская и др., 1971, стр. 429).

Суммируя сказанное, можно считать, что Т. Н. Голубовская, Н. В. Литвинович и В. А. Голубовский при изучении верхнепалеозойских отложений Джезказгана стремились унаследовать в работе общие приемы, употребляемые при изучении разрезов фациально-циклическим методом. В некоторой степени они заимствовали также морфологические характеристики пород из общего руководства по описанию слоистости осадочных пород (Ботвинкина, 1959, 1962, 1965). Однако попытка стандартизировать (если так можно выразиться) морфологическое описание пород проведена ими непоследовательно и не является удачной для од-

¹ Вопросы геологии Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. X. Изд-во МГУ, 1971.

нозначной фациальной интерпретации. Поэтому при чтении статьи фа-
циальный облик пород воспринимается с трудом.

Всего авторы в верхнепалеозойской толще Джезказгана уверенно
выделили четыре типа отложений: морские, лагунные, озерные и речные.
Каждый из них объединяет ряд фаций, представленных одним или не-
сколькими фациальными типами. В свете изложенного, естественно, ин-
тересно посмотреть, как фактически реализуются при описании пород
общие методические приемы и положения фациального анализа и что
нового предлагается читателю в этой статье.

Для наглядности это можно показать в порядке литологического со-
поставления описаний, т. е. сравнения так называемых новых данных
о фациальной природе верхнепалеозойских отложений с ранее опубли-
кованными (Ботвинкина, 1963; Дружинин, 1963^{1, 2}, 1967) или с имею-
щимися в геологической литературе сведениями о фациальных типах
пород вообще. Не имея возможности подробно остановиться на анализе
выделения многих фаций разреза, считаем целесообразным рассмот-
реть в первую очередь вопрос о том, как выполнено описание промыш-
ленно-продуктивных осадков Джезказгана, а именно осадков подводной
дельты.

«Фация подводной части дельты представлена серо-зелеными разно-
зернистыми песчаниками с массивной текстурой и с крупной (0,5—2 м)
однаправленной, реже срезающей косой слоистостью. В песчаниках
часто встречаются линзочки конгломератов, состоящих из уплотненных
обломков зеленых аргиллитов, углефицированные остатки и отпечатки
наземных растений — каламитов. Песчаники подводно-дельтовой фации
образуют мощные, до нескольких десятков метров, пласты и линзы, за-
ключенные между отложениями глубоких озер. Приурочены они к ниж-
ней части таскудукской свиты в окрестностях Джезказганского место-
рождения» (Голубовская и др., 1971, стр. 437).

Если теперь обратиться к материалам фациально-генетической клас-
сификации слоистых текстур (Ботвинкина, 1962, 1965), то среди типич-
ных признаков подводно-дельтовых осадков гумидной и аридной зон
седиментации мы найдем следующие: гранулометрический состав — грубо-,
крупно-, средне-, мелкозернистый песок и алевроит; сортировка матери-
ала средняя; мощность серий очень крупная (более 1 м) и крупная
(0,1—1 м), по соотношению границ серий — перекрестная, по форме се-
рийных швов — прямая и изогнутая; направление слойков в смежных
сериях веерообразное (в плане в пределах 180°); мощность слойков
средняя (0,5—2 см); строение слойков однородное; угол их наклона
средний (20—30°), пологий (менее 20°); органические остатки (расти-
тельные) присутствуют.

При сопоставлении вышеуказанных признаков подводно-дельтовых
осадков с описанием авторов, кроме общей гранулометрической харак-
теристики осадков, мощностей серий, однаправленности слойков
в смежных сериях и термина о срезающей косой слоистости (очевидно,
по положению границ серий), у последних ничего нет. Поэтому при
столь ограниченном морфологическом описании эти осадки с полным
правом можно отнести к континентальным, в том числе золовым, русло-
вым, флювиогляциальным, а также морским — баровым, пляжевым, зо-
ны донных морских течений, но не подводно-дельтовым.

При осуществлении полного комплекса морфологического описания
пород осадки подводной дельты диагностируются вполне уверенно. Ав-
торы же провели бессистемное морфологическое описание пород и недо-
учли данные, которые может получить исследователь, используя резуль-
таты разработанного ранее фациально-циклического метода на примере
изучения угленосных формаций. Поэтому, естественно, они и не почув-
ствовали генетической связи пластового сульфидного оруденения Джез-
казгана с осадками дельтовых выносов.

Аналогичную картину можно наблюдать и по другим фациям, если провести соответствующее сравнение описания авторов с литературными данными. Кроме того, можно привести ряд примеров, когда даже недостаточно опытному исследователю бросается в глаза большое сходство фациальных типов пород по фотоснимкам; но, в отличие от заключения Л. Н. Ботвинкиной (1963)—ископаемые почвенные образования—авторы статьи относят эти отложения к совершенно другому типу—осадкам озер. Так, Л. Н. Ботвинкина вполне справедливо выделила в Джезказгане фацию почвенных образований (Ботвинкина, 1963, стр. 343, фиг. 5, б), а Т. Н. Голубовская и др. (1971, стр. 436, фиг. 5, а) те же породы относят к озерным отложениям. Последнее имеет принципиальное значение, поскольку именно почвенные образования в рудоносном разрезе Джезказгана сыграли особую роль. Они детально морфологически описаны и классифицированы как аналоги современных такыров и серо-бурых почв пустынных зон (Дружинин, 1963^{1, 2}, 1967). Их маркирующее положение в разрезе явилось своеобразным ключом к расшифровке строения толщи и последующей разработке для нее детальной циклической стратификации (Дружинин, 1964). С другой стороны, при знакомстве с фотоснимками собственно озерных отложений (Голубовская и др., стр. 435, фиг. 4, г, д) по характерному пачечному строению серий, мощности слоев и пачек, гранулометрической сортировке обломочного материала в слоях эти песчаники можно с уверенностью отнести к осадкам подводной дельты.

Суммируя сказанное, считаем, что на современном уровне наших знаний о фациальной природе терригенных пород различного происхождения и при наличии огромной геологической литературы по этому вопросу работа вышеуказанных авторов может быть признана неудовлетворительной. Приходится сожалеть, что широко известный метод фациально-циклического анализа угленосных разрезов, разработанный еще в 50-х годах школой Ю. А. Жемчужникова, авторы не использовали, хотя в последние десятилетия метод прошел всестороннюю проверку при изучении аридных, ледниковых и вулканогенно-осадочных толщ. С другой стороны, практика работ показала, что с помощью этого метода исследователь непосредственно в поле получает самую широкую информацию о фациальной природе пород, их сочетаниях в вертикальных разрезах и возможных латеральных замещениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Морфологическая классификация слоистости осадочных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 6.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ботвинкина Л. Н. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наложения в паралических формациях различных климатических областей.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М., «Наука», 1965.
- Дружинин И. П. Ископаемые береговые такыры в пестроцветном разрезе джезказганской серии.— Докл. АН СССР, 1963¹, т. 149, № 6.
- Дружинин И. П. Фации пестроцветных отложений джезказганской свиты.— Литол. и полезн. ископ., 1963², № 1.
- Дружинин И. П. Закономерности циклического строения пестроцветных отложений джезказганской свиты.— Изв. вузов, Геол. и разв. 1964, № 7.
- Дружинин И. П. Медь Джезказгана.— Природа, 1967, № 3.

ХРОНИКА

УДК 552.313.8

ТРЕТИЙ СЕМИНАР ПО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОМУ ЛИТОГЕНЕЗУ

М. Н. ИЛЬИНСКАЯ, В. А. СОКОЛОВ

Третий семинар¹, организованный секцией вулканогенно-осадочных образований Комиссии по осадочным породам и Институтом геологии Карельского филиала АН СССР, проходил в Петрозаводске с 5 по 10 июня 1972 г. Он был посвящен проблеме вулканогенно-осадочного литогенеза в ходе геологической истории от нижнего протерозоя до современной эпохи. К началу работы семинара были опубликованы тезисы докладов и «Путеводитель геологической экскурсии» по Карелии (Петрозаводск, 1972 г.).

В работе семинара приняли участие 137 специалистов — представители Академии наук СССР, академий наук союзных республик, Министерства геологии СССР, министерств геологии союзных республик, Министерства высшего и среднего специального образования СССР и др.

Семинар открыл директор Института геологии Карельского филиала АН СССР доктор геолого-минералогических наук В. А. Соколов. Участников семинара приветствовали председатель Президиума Карельского филиала АН СССР член-кор. АН СССР Н. И. Пьявченко и проф. И. В. Хворова, выступившая от имени секции вулканогенно-осадочных образований.

На семинаре было заслушано и обсуждено 24 доклада. Общие доклады были посвящены отдельным вопросам вулканогенно-осадочного литогенеза (В. И. Влодавец, «Вулканические извержения и их продукты»; Е. К. Мархинин, «Пирокластические продукты и проблема их эволюции»; И. В. Хворова, Г. С. Дзоендидзе, «Хемогенные вулканогенно-осадочные образования»; Е. Ф. Малеев, «Особенности современного наземного вулканогенного и вулканогенно-осадочного литогенеза в орогенных областях»). Большинство докладов имело региональный характер и было посвящено вулканогенно-осадочным формациям различных структур. В соответствии с поставленной задачей рассматривались вопросы о составе вулканогенно-осадочных образований кайнозоя Грузии (Г. Ш. Надарейшвили, Г. А. Микадзе, М. Г. Татишвили и др.), мезозоя-кайнозоя Курильских островов (Н. А. Соловьева, В. К. Гаврилов), мезозоя Грузии (Т. В. Джанелидзе, В. И. Гугушвили, А. П. Кончавели), верхней юры Армении (Р. А. Мандалян), четвертичного, третичного и мелового возраста в Азербайджане (Х. А. Ализаде, Т. М. Гадиева и др.), перми и триаса Сибири (В. П. Леднева и др.), палеозоя Урала (В. М. Нечехин, Г. Б. Мельникова и др.), палеозоя Магнитогорского прогиба (П. Ф. Сопко, А. С. Бобохов, И. Б. Серавкин), палеозоя и докембрия Алтае-Саянской провинции (А. Ф. Белоусов, Г. В. Поляков, А. В. Ван и др.), венда Северного Тянь-Шаня (В. Г. Королев, Р. А. Максумова, М. Н. Ильинская), среднего протерозоя Кольского полуострова (В. Г. Загородный, Н. Б. Бекасова, Г. Ю. Пушкин, А. Т. Радченко) и Карелии (А. П. Светов, Л. П. Галдобина, В. И. Горлов, К. И. Хейсканен, А. И. Голубев, Л. Ф. Бондарь), нижнего протерозоя Карелии (В. И. Робонен, В. М. Чернов), Центрального Казахстана (Л. И. Филатова и др.), Кольского полуострова (П. М. Горяинов) и др.

Заседания семинара чередовались с геологическими экскурсиями по Карелии. Участники семинара ознакомились с вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями суйсарского и ятулийского комплексов среднего протерозоя и с породами лопия нижнего протерозоя в районе Петрозаводска, г. Кондопоги, дер. Гирвас, дер. Суйсаря, дер. Хаутаваара и др. Все отметили детальность вулканологических исследований: выделение отдельных потоков (покровом) с типичными и разнообразными вулканическими текстурами, вулканическими построек с набором разнообразных жерловых, прижерловых и других фаций, пластов вулканогенно-осадочных пород и т. д.

¹ Информацию о Первом семинаре см. в журнале Литология и полезные ископаемые, № 5, 1968 г.; о втором — в № 6, 1971 г.

В результате проведенной работы было принято следующее решение.

1. Рекомендации Первого и Второго семинаров широко используются в практической работе литологов.

2. Необходимо продолжать изучение влияния вулканизма на седиментацию в комплексах вулканогенно-осадочных пород в широком стратиграфическом интервале от протерозоя до современной эпохи.

3. Необходимо использовать достигнутые успехи в изучении докембрийских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований для разработки общей теории вулканогенно-осадочного литогенеза.

4. Разрабатывая теорию эволюции вулканогенно-осадочного литогенеза, необходимо выявить: а) особенности изменения различных типов вулканогенно-осадочных формаций на всем протяжении геологической истории; б) эволюцию хемогенного вулканогенно-осадочного процесса (кремне-, железнакопление и др.). При проведении этих исследований нужно разрабатывать и применять количественные оценки (объемный метод, статистический анализ и др.).

5. Следующий, Четвертый семинар посвятить вопросам формирования вулканогенно-осадочных (обломочных) пород и их комплексов и провести его в 1974 г. на Сахалине.

6. Один из последующих семинаров подготовить по вторичным преобразованиям вулканогенно-осадочных пород (диагенетическим, гидротермальным, регионально- и контактово-метаморфическим).

В заключение необходимо особо подчеркнуть, что все участники Третьего семинара выразили глубокую благодарность сотрудникам оргкомитета Института геологии Карельского филиала АН СССР за хорошую подготовку и проведение семинара и экскурсий. Широкий круг специалистов-литологов имел возможность убедиться в правильности выделения среди древних протерозойских пород Карелии вулканических построек, неков и вулканогенно-осадочных образований.

ГИН АН СССР
Москва
Институт геологии Карельского
филиала АН СССР,
Петрозаводск

Дата поступления
21. VI. 1972

О РАЗВИТИИ ПРОМЫШЛЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ В СССР ЗА 1972 г.

Центральное статистическое управление при Совете Министров СССР опубликовало 30 января 1973 г. в газете «Правда» сообщение «Об итогах выполнения государственного плана развития народного хозяйства СССР в 1972 году». Ниже приведены данные из этого сообщения, относящиеся к промышленности минеральных ресурсов¹.

Промышленность. Производство важнейших видов продукции в целом по стране характеризуется следующими данными:

	Произведено в 1972 г.	1972 г. в % к 1971 г.
Электроэнергия, млрд. квт/час	858	107
Нефть, млн. т.	394	106
Газ, млрд. м ³	221	104
Уголь, млн. т.	655	102
в том числе для коксования	170	100,5
Чугун, млн. т.	92,3	103
Сталь, млн. т.	126	104
Железная руда, млн. т.	208	103
Минеральные удобрения, млн. т.:		
в условных единицах	66,1	108
в пересчете на 100%-ное содержание веществ	15,9	109
Сода кальцинированная, тыс. т.	3 850	106
Сода каустическая, тыс. т.	1 899	102
Серная кислота, млн. т.	13,7	107
Цемент, млн. т.	104	104
Сборный железобетон, млн. м ³	96	106
Кирпич строительный, млрд. шт.	45	101
Шифер, млрд. условных плиток	6,6	106

¹ Аналогичное сообщение за 1971 г. опубликовано в нашем журнале, № 4, 1972 г., стр. 158—159.

Стекло оконное, млн. м ²	248	105
Фарфоро-фаянсовая посуда, млн. шт.	743	114
Сортовая посуда (из стекла и хрусталя), млн. руб.	210	117

По сравнению с предшествующим годом произведено больше: электроэнергии на 58 млрд. кВт/час, нефти на 22 млн. т, газа на 9 млрд. м³, угля на 14 млн. т, чугуна на 3,1 млн. т, стали на 4,9 млн. т, проката черных металлов на 3,5 млн. т, фарфоро-фаянсовой посуды на 89 млн. шт., сортовой посуды на 31 млн. руб. Увеличилось производство цветных и редких металлов, продуктов нефтехимии и нефтепереработки. Возросли разведанные запасы важнейших полезных ископаемых.

Капитальное строительство. Ввод в действие важнейших производственных мощностей за счет строительства новых, расширения и реконструкции действующих предприятий характеризуется следующими данными:

	Мощности, введенные в действие в 1972 г.
Электростанции, млн. кВт	11,5
Уголь, млн. т	18
Сталь, млн. т	2,2
Железная руда, млн. т.	28,5
Минеральные удобрения (в условных единицах), млн. т.	7
Цемент, млн. т.	4,2
Стекло оконное, млн. м ²	15,3
Фарфоро-фаянсовые изделия, млн. шт.	43
Газопроводы магистральные и отводы от них, тыс. км	6

Ниже отмечены наиболее крупные предприятия и производственные объекты, вступившие в строй в истекшем году.

В электроэнергетике вошли в строй крупнейшие тепловые электростанции: Сургутская в Тюменской области, Углегорская и Запорожская на Украине и Сырдарьинская в Узбекистане. В Таджикской ССР вступили в строй Нурекская гидроэлектростанция, — одна из крупнейших в Средней Азии. На действующих тепловых электростанциях введено 18 турбоагрегатов мощностью по 200—300 тыс. кВт.

В нефтеперерабатывающей и нефтехимической промышленности вступил в строй Белорусский шинный комбинат; введены новые мощности на Кременчугском, Ново-Ишимбайском, Ново-Горьковском, Ангарском и Киришском нефтеперерабатывающих заводах и Омском нефтеперерабатывающем комбинате, Днепропетровском, Московском, Красноярском и Омском шинных заводах, Балаковском и Курском заводах резинотехнических изделий.

В угольной промышленности вошли в строй третья очередь мощного угольного разреза «Богатырь» в Казахстане, вторая очередь Азейского угольного разреза в Иркутской области, шахта 20/23 «Западно-Донбасская» в Днепропетровской области; расширены мощности ряда действующих угольных шахт и разрезов.

В черной металлургии выдали первую руду новые горно-обогатительные комбинаты: Лебединский в Белгородской области и Лисаковский в Кустанайской области; на Северном горно-обогатительном комбинате в Днепропетровской области вошла в строй действующих фабрика окомкования железорудных окатышей; введены в действие третий конвертор на Карагандинском комбинате, мелкосортный стан на Западно-Сибирском заводе, коксовые батареи на Череповецком металлургическом и Авдеевском коксохимическом заводах, первая очередь цеха калиброванной стали на Орловском сталепрокатном заводе.

В цветной металлургии введены новые мощности на Красноярском, Братском, Павлодарском и Кировабадском алюминиевых заводах, Алмалыкском горнометаллургическом комбинате, Чимкентском свинцовом заводе и заводе «Укрцинк». Вошла в строй вторая очередь обогатительной фабрики на Учалинском горно-обогатительном комбинате в Башкирии.

В химической промышленности вошли в строй: новые крупные агрегаты по производству аммиачной селитры на Новомосковском и Черкасском химических комбинатах, а также на заводах азотных удобрений — Ионавском в Литве и Ровенском; производства сложных удобрений на Уваровском химическом заводе в Тамбовской области, дополнительные мощности на Джамбульском заводе двойного суперфосфата.

В промышленности строительных материалов вошли в строй завод крупнопанельного домостроения в городе Набережные Челны, завод листового стекла в Киргизии. Новые технологические линии на цементных заводах — Сухоложском в Свердловской области, Старооскольском в Белгородской области, Каменец-Подольском в Хмельницкой области, Балаклейском в Харьковской области и линия белого цемента на цементном заводе в Белгороде. Увеличились мощности действующих заводов по производству шифера, оконного стекла, облицовочных керамических плиток; вошли в строй новые предприятия по производству железобетона.

К НАШИМ ЧИТАТЕЛЯМ

В целях обеспечения своевременной доставки нашего журнала, каждому подписчику присвоен постоянный цифровой код, который будет сообщен Вам Центральным подписным агентством «Союзпечать».

При возобновлении подписки на 1974 и последующие годы цифровой код следует проставлять на нижней строке абонемента, справа от фамилии, инициалов (наименования организации, выписывающей данное издание).

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 31/V-1973 г.	Т-09995.	Подписано к печати 31/VII-1973 г.	Тираж 1375 экз.
Зак. 5506.	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆ .	Бум. л. 4 ³ / ₄ . Усл. печ. л. 13,3.	Уч.-изд. листов 14,9.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»

В магазинах «Академкнига» имеются в продаже книги:

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза.

Т. 3. Закономерности состава и размещения аридных отложений. 1962. 550 стр., 7 вкл. 3 р. 55 к.

Халифа-Заде Ч. М., Аббасова С. М. Сидеритовые залежи Дагестана. 1963. 133 стр. 61 к.

Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. 1958. 170 стр., 34 вкл. 80 к.

Ходак Ю. А. Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. 1966. 103 стр. 58 к.

Чалышев В. И. Стратиграфия и литология лагунно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры. 1961. 103 стр. 49 к.

Черников О. А. Литология нижнекаменноугольных отложений юго-западного обрамления Западно-Сибирской низменности. 1961. 110 стр. 58 к.

Шапвалова Г. А. Литология и условия образования балахонской свиты Крапивинского района Кузбасса. 1961. 106 стр., 8 вкл. 78 к.

Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений. 1964. 208 стр. 1 р. 26 к.

Экспериментальные исследования минералообразования в сухих окисных и силикатных системах. 1972. 286 стр. 2 р. 12 к.

Юдин Н. И. Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. 1968. 153 стр. 83 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресам: Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига»; Киев, ул. Ленина, 42; Новосибирск, Красный проспект, 51 или в ближайший магазин «Академкнига».



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»