

НОР-ОЛЕННИЙ ЭНД.



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



## СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Лисицына, Б. П. Градусов, Н. П. Чижикова. Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков . . . . .	3
Ю. А. Лаврушин, Н. В. Ренгартен. Основные черты ледового типа литогенеза . . . . .	21
Л. Н. Котова. Отложения раскаленных пирокластических потоков Кураминского и Чаткальского хребтов . . . . .	33
В. И. Попов, А. А. Филиппов. Методика выделения осадочных формаций на основе анализа атласов динамических фациально-палеогеографических карт . . . . .	43
И. В. Рязанов, Я. Э. Юдович. К теории связи содержаний элементов-примесей в углях с зольностью углей . . . . .	53
Ю. Р. Мазор, А. К. Матвеев. Изменения углей и вмещающих их пород . . . . .	68
А. Н. Волкова, Н. В. Иванова, Л. Г. Рекшинская. Гюмбелит — спутник углей высокой степени метаморфизма . . . . .	81
Л. Д. Кноринг. Основные факторы, определяющие особенности состава и коллекторские свойства карбонатных пород . . . . .	94
В. Н. Холодов, Ю. О. Гаврилов. О закономерностях распределения малых элементов в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-су (Восточное Предкавказье) . . . . .	103
В. М. Гавшин, В. А. Бобров, Л. С. Зоркина. Количественные соотношения между ураном и фосфором в фосфоритах и фосфатоносных осадочных породах . . . . .	118

### Краткие сообщения

Д. П. Хорошева, А. Е. Добренский, А. В. Дюков. Оценка бокситоносности зоны сочленения Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины . . . . .	127
А. Е. Родионова, М. С. Ковальская. Распространение диккита в угленосной формации Донбасса . . . . .	132
Б. И. Сребродольский. О сернокислотном разложении угленосных пород на самовозгорающихся терриконах Донбасса . . . . .	137
С. И. Шуменко, И. С. Чумаков. Гейландит из отложений долины Нила . . . . .	140
В. В. Могаровский. К вопросу об альпийском эндогенном рудогенезе в Афгано-Таджикской депрессии и ее горном обрамлении (Таджикистан) . . . . .	143

### Методика

В. И. Муравьев. К методике выделения цеолитов из осадочных пород . . . . .	146
----------------------------------------------------------------------------	-----

### Критика и дискуссии

В. А. Голубовский, Т. Н. Голубовская, Н. В. Литвинович. Фациально-циклический метод и пестроцветные меденосные толщи Джекказгана (ответ на «Критические замечания...» И. П. Дружинина — Литология и полезные ископаемые, № 4, 1973) . . . . .	149
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

### Хроника

П. В. Зарицкий, А. В. Македонов. II Всесоюзная научная конференция «Конкреции и конкреционный анализ» . . . . .	154
Содержание журнала за 1974 год . . . . .	156

# LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

6

NOVEMBER — DECEMBER

1974

## CONTENTS

N. A. Lisitzina, B. P. Gradusov, N. P. Chizhikova. Glauconite as a diagenetic form in a reduced zone of oceanic sediments	3
Yu. A. Lavrushin, N. V. Rengarten. Fundamental features of a glacial type of lithogenesis	21
L. N. Kotova. Deposits of incandescent pyroclastic flows in Kuraminsk and Chaikalsk mountain ridges	33
V. I. Popov, A. A. Filippov. Methods of distinguishing sedimentary formations by analysing atlases of dynamic facies-paleogeographic maps	43
I. V. Riazanov, Ya. E. Yudovich. To the theory of relations between the content of admixture-elements in coals with their ash content	53
Yu. R. Mazon, A. K. Matveev. Alterations of coals and of their enclosing rocks	68
A. N. Volkova, N. V. Ivanova, L. G. Rekshinskaya. Gümbelite — an associate of high-rank coals	81
L. D. Knpring. Fundamental factors that determine specific features in the composition and collector properties of carbonate rocks	94
V. N. Kholodov, Yu. O. Gavrilov. On regularities in the distribution of minor elements in the Chokrak-Karagansk deposits of the Yaryk-su river (Eastern Forecaucasus)	103
V. M. Gavshin, V. A. Bobrov, L. S. Zorkina. Quantitative relations between uranium and phosphorus in phosphate-bearing sedimentary rocks	118

### Short Notes

D. P. Khorosheva, A. E. Dobrenky, A. V. Diukov. An appraisal of the presence of bauxites in the junction zone of the Ukrainian shield and the Dnieper — Don depression	127
A. E. Rodionova, M. S. Kovalskaya. The distribution of dickite in the coal-bearing formation of the Donetz Basin	132
B. I. Srebrodolsky. On a sulfoacidic decomposition of coal-bearing rocks on the self-igniting waste-piles of the Donetz Basin	137
S. I. Shumenko, I. S. Chumakov. Heulandite from the Nile valley deposits.	140
V. V. Mogarovsky. To the problem of an Alpine endogenetic ore genesis in the Afghano-Tadzhik depression and its mountainous magrins (Tadzhikistan)	143

### Methods of Research

V. I. Muraviev. To the methods of extracting zeolites from sedimentary rocks	146
------------------------------------------------------------------------------	-----

### Critique and Discussions

V. A. Golubovsky, T. N. Golubovskaya, N. V. Litvinovich. The facies-cyclic method and the variegated cupriferous strata of Dzhezkazgan (an answer to the «Critical remarks...» by I. P. Druzhinin in «Lithology and Mineral Reserves», No 4, 1973)	149
----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

### Chronicle

P. V. Zaritzky, A. V. Makedonov. Second All-Union Scientific Conference «Concretions and Concretion Analysis»	154
Index of the magazine for 1974	156

УДК 552.144 + 551.461.8

## **ГЛАУКОНИТ КАК ДИАГЕНЕТИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ РЕДУЦИРОВАННОЙ ЗОНЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКОВ**

**Н. А. ЛИСИЦЫНА, Б. П. ГРАДУСОВ, Н. П. ЧИЖИКОВА**

Глаукониты в осадках северо-западной части Тихого океана изучены петрографически, методом рентгенометрического, дифференциального термического, химического анализов и ИК-спектроскопии. Установлено, что они представляют собой высокожелезистые смешанослойные слюда-монтмориллонитовые образования со средним содержанием до 5—10% монтмориллонитовых пакетов.

Глауконит является диагенетическим образованием зоны редуцированных осадков, выделенной Н. М. Страховым (1972), в пределах которой он распределяется весьма закономерно.

Формы нахождения глауконита, химический состав в данные рентгеноструктурного анализа показывают, что он образуется в результате раскристаллизации аморфных соединений, возникающих при разрушении разнообразного силикатного материала осадка (терригенные обломки, глинистая масса, стекла, аморфный кремнезем).

Описанию морских глауконитов посвящены многие десятки работ<sup>1</sup>. В связи с развитием рентгеноструктурного метода в последнее 20-летие особенно продвинулись минералогические и кристаллохимические исследования глауконитов. Необходимо отметить, однако, слабое влияние достигнутых результатов на генетические представления об этой группе минералов, которые по-прежнему весьма противоречивы. Так, одни исследователи (Николаева и др., 1971; и др.) относят глауконит к числу хемогенных образований, сингенетичных вмещающим осадкам, и считают его индикатором фациальных условий среды осадконакопления. Другая группа (Петелин, 1954; Burst, 1958; Hower, 1961; Милло, 1968; и др.) доказывает диагенетическую природу глауконита или рассматривает процесс глауконитизации как осадочно-диагенетический (Shutov a. o., 1972). Существует и третья точка зрения; высказанная Л. В. Фирсовым (Фирсов и др., 1971), который приводит ряд интересных фактов для доказательства эпигенетического происхождения этого минерала в синих глинах нижнего кембрия Прибалтики. По его данным, процесс глауконитизации отделен от седиментационного значительным промежутком времени.

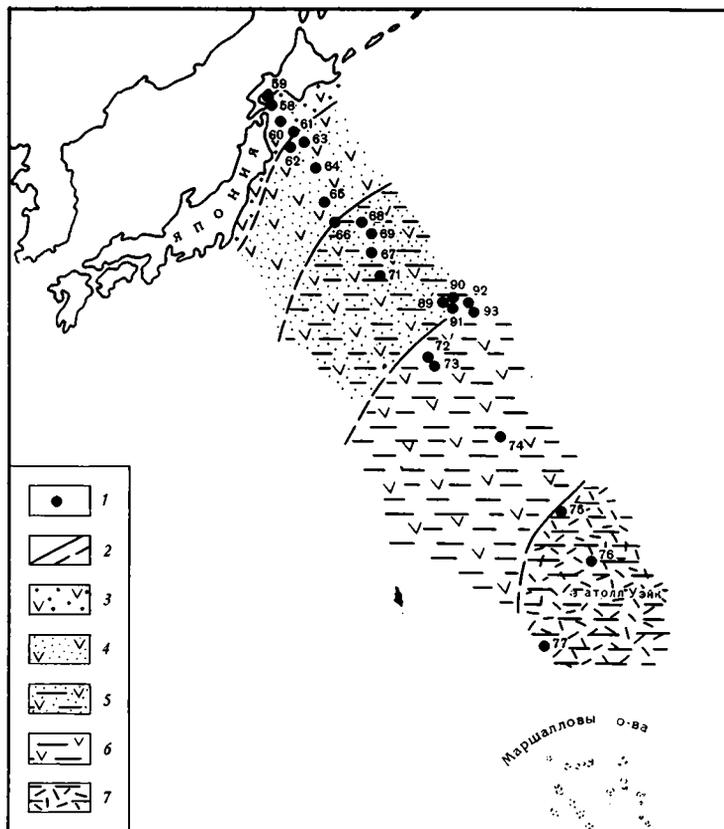
Н. М. Страхов (1953) установил зональность аутигенных минералов в ходе диагенеза, в которой глауконит занимает определенное место. Однако ряд вопросов, касающихся условий и механизма его формирования, требует дальнейшего изучения.

В настоящем сообщении приводятся новые данные о глауконитах в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана.

Термин «глауконит» употребляется нами для описания зеленых гло-

---

<sup>1</sup> Обзор этих работ можно найти в статьях Л. Н. Формозовой (1949), Л. И. Горбуновой (1950), И. Валетон (Valeton, 1958), Дж. Ф. Борста (Burst, 1958), Дж. Хауэра (Hower, 1961), Д. Л. Белла и Х. Т. Гуделла (Bell, Goodell, 1967) и др.



Фиг. 1. Местоположение Японского профиля

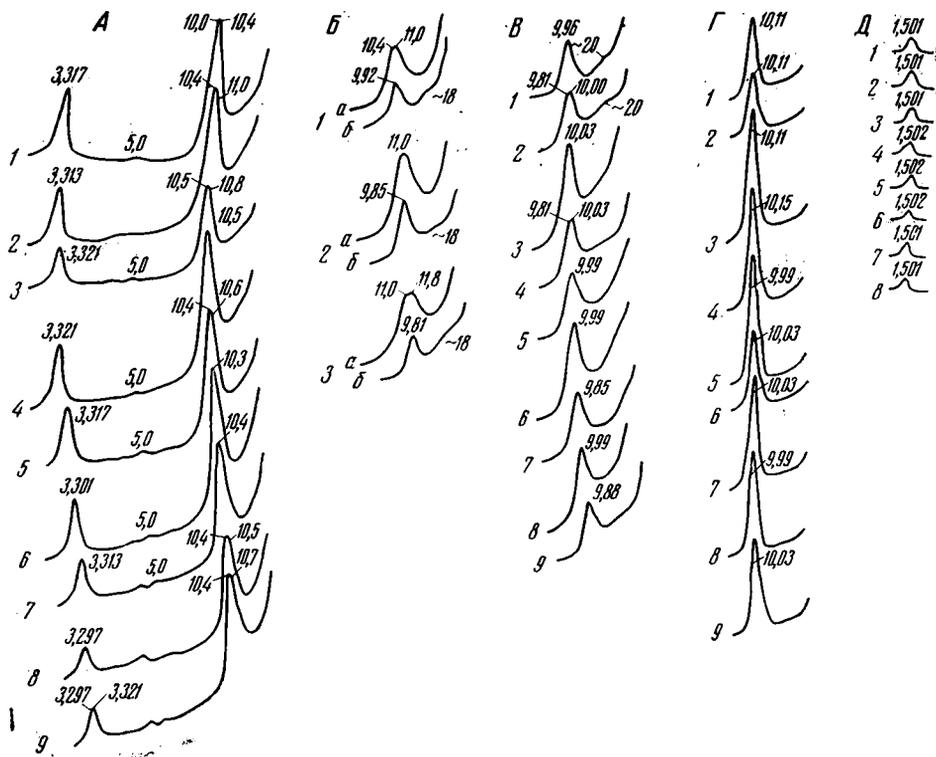
1 — станции 46 рейса «Витязя»; 2 — границы распространения литолого-фациальных типов осадков; типы осадков: 3 — прибрежные вулкано-терригенные, 4 — гемипелагические кремнисто-глинистые, 5 — глубоководные пелагические глины переходного типа; пелагические (красные) глины; 6 — с рассеянным вулканическим пеплом, 7 — с цеолитами

бул, присутствующих в толще осадка. Ранее глаукониты этого района у берегов Японии изучали Дж. Такахашаи и др. (Takahashi, 1955), южнее Курильских островов — В. П. Петелин (1954; Петелин, Алексина, 1970) и др. В. П. Петелин определил структуру глауконита как близкую к нонтронитовой и пришел к заключению, что он образовался в осадке на стадии диагенеза.

Мы изучали глауконит по профилю, простирающемуся более чем на 4000 км от берегов Японии в сторону Гавайских островов (фиг. 1). Профиль пересекает следующие литолого-фациальные зоны (Лисицына, Дворецкая, 1972): I — прибрежных вулкано-терригенных осадков шельфа и островного склона; II — гемипелагических кремнисто-глинистых или слабокарбонатных илов, выстилающих дно Японского глубоководного желоба и край пелагической равнины; III — пелагических глин переходного типа; IV — пелагических (красных) глин с примесью пепловых частиц и цеолитов.

Осадки I и II зон и частично III восстановленные (станции 6159, 6158, 6160, 6162, 6163, 6164, 6165, 6166, 6167, 6168, 6171) и относятся к зоне редуцированных осадков (Страхов, 1972).

Изучение глауконита показало, что область его распространения по профилю строго ограничивается редуцированной зоной, в которой он



Фиг. 2. Рентгендифрактограммы глауконитовых зерен (А—Г — ориентированные препараты, Д — порошок), глубина, см; фракция, мм

А — исходный воздушно-сухой образец: 1—0—5; 1,0—0,5; 2—0—5; 0,5—0,25; 3—40—60; 1,0—0,5; 4—345—367; 0,5—0,25; 5—419—425; 1,0—0,5; 6—515—538; 1,0—0,5; 7—515—538; 0,5—0,25; 8—590—610; 1,0—0,5; 9—720—760; 1,0—0,5. В — образец обработан  $\text{NaHCO}_3$ : воздушно-сухой (а), с глицерином (б): 1—0—5; 1,0—0,5; 2—590—610; 1,0—0,5; 3—720—760; 1,0—0,5; В — исходный образец, насыщен глицерином: 1—0—5; 1,0—0,5; 2—0—5; 0,5—0,25; 3—40—70; 1,0—0,5; 4—345—367; >0,5—0,25; 5—419—425; 1,0—0,5; 6—515—538; 1,0—0,5; 7—515—538; 0,5—0,25; 8—590—610; 1,0—0,5; 9—720—760; 1,0—0,5. Г — исходный образец, прокален при  $\sim 500^\circ\text{C}$ : 1—0—5; 1,0—0,5; 2—0—5; 0,5—0,25; 3—40—70; 1,0—0,5; 4—345—367; 0,5—0,25; 5—419—425; 1,0—0,5; 6—515—538; 1,0—0,5; 7—515—538; 0,5—0,25; 8—590—610; 1,0—0,5; 9—720—760; 1,0—0,5. Д — исходный воздушно-сухой образец: 1—0—5; 1,0—0,5; 2—0—5; 0,5—0,25; 3—40—70; 1,0—0,5; 4—345—367; 0,5—0,25; 5—419—425; 1,0—0,5; 6—515—538; 1,0—0,5; 7—590—610; 1,0—0,5; 8—720—760; 1,0—0,5.

присутствует наравне с сульфидами железа. Для этой зоны характерны высокие скорости осадконакопления (Лисицын, 1971).

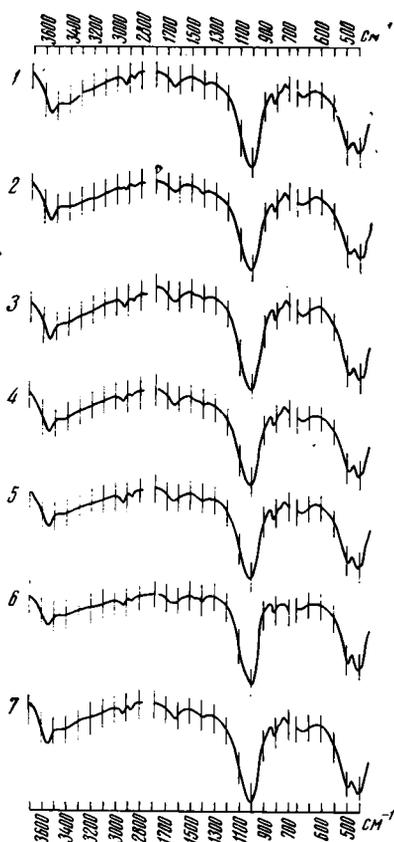
В настоящем исследовании мы попытались определить следующее: структурно-минералогический тип глауконита в осадках северо-западной части Тихого океана, его количество и особенности распределения в осадочной толще, формы нахождения, исходный материал и соотношения с другими элементами восстановленных осадков. Эти данные мы использовали для возможных генетических выводов.

### СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ТИП ГЛАУКОНИТА

В осадках литологического профиля глауконит встречается в виде глобул-стяжений и зерен преимущественно алевритовой и песчаной размерности. Для структурно-минералогического изучения были выделены из тяжелой подфракции глобулы двух размерностей, мм: 1—0,5 (6 образцов) и 0,5—0,25 (3 образца). Все 9 образцов отобраны в разрезе станции 6161, где глауконит распространен по всей толще осадка. Материал ис-

следовался под микроскопом, методом дифференциально-термического анализа, с помощью ИК-спектроскопии, а также рентгеноскопического метода в ориентированных препаратах и порошках. В двух образцах методом микроанализа определен химический состав глауконита (аналитик К. Степанова). Результаты представлены на фиг. 2, 3 и в табл. 1, 2.

Анализ дифрактограмм (фиг. 2) позволяет заключить, что во всех изученных образцах основной минеральной фазой является высокожелезистое смешанослойное образование слюда-монтмориллонитового



Фиг. 3. Инфракрасные спектры поглощения глауконитовых глобул (метод КВг-таблеток), глубина, см; размер глобул, мм

1 — 0—5; 1,0—0,5; 2 — 40—70; 1,0—0,5; 3 — 345—367; 1,0—0,5; 4 — то же; 0,5—0,25; 5 — 515—538; 1,0—0,5; 6 — то же; 0,5—0,25; 7 — 720—760; 1,0—0,5

монтмориллонитовых пакетов в одном и том же образце меняется в широких пределах — по некоторым сообществам кристаллитов от 0 до 30%.

Сравнивая значения  $d$  глауконитовых зерен двух размерностей — 1,0—0,5 и 0,5—0,25 мм, видим, что они заметно выше в более тонкой фракции. Следовательно, содержание монтмориллонитовых пакетов уменьшается от более тонких фракций к грубым.

При насыщении образцов глицерином наблюдается общая тенденция к уменьшению значений  $d$  первого основного базального рефлекса до 10,0—9,85 Å (фиг. 2, В). Рефлексы  $>10$ , но  $<18$  Å не наблюдаются. Имеются лишь очень слабые широкие дифракционные максимумы с  $d \sim 18—20$  Å. С помощью графиков зависимости  $d$  от количественного соотноше-

типа. На это указывают нецелочисленные серии значений  $d$  в воздушно-сухом состоянии и с глицерином, изменения значений  $d$  в различных условиях, слабая интенсивность рефлекса при 5 Å или практическое его отсутствие, а также величина  $d_{000} \approx 1,505$  Å.

Поскольку вершины основных базальных рефлексов во всех воздушно-сухих исходных образцах имеют значения  $d=10,4—10,6$ ;  $3,2—3,3$  и  $2$  Å (фиг. 2, А), можно считать, что для смешанослойных образований характерна близкая норма переслаивания пакетов.

Еще одна особенность структуры выявляется после обработки образцов 1 N NaHCO<sub>3</sub> с последующим насыщением их Са. При этом значения  $d$  вершин увеличиваются до 11—12 Å (фиг. 2, Б). Это означает, что изменилось заселение межслоевого промежутка: в исходном образце оно осуществлялось Na и, возможно, К с одним слоем молекул воды, в обработанном — Са с двумя слоями ее молекул. Одновременно произошло значительное уширение дифракционных пиков, а при внимательном анализе базальных рефлексов можно заметить, что помимо общей вершины в указанных выше пределах появляются одна или две дополнительные, слабо выраженные вершины то со стороны отражений меньших углов, то больших. Отсюда следует, что смешанослойное образование не является однородным: судя по межплоскостным расстояниям дополнительных вершин, содержание

Таблица 1

Рентгенометрическая характеристика глауконитов во фракции 1,0—0,5 м.м., станция 6161, порошковый препарат

Номер линии	Глубина, см					
	0—5			345—367		720—760
	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I
1	10,59	10	10,59	10	10,45	10
2	5,01	$\frac{1}{2}$	5,00	1	4,98	1
3	4,537	9	4,539	9	4,539	9
4	4,29	4	4,30	5	4,29	4
5	4,12	1	4,12	1	4,11	$\frac{1}{2}$
6	3,66	3	3,65	4	3,64	3
7	3,317	9	3,321	9	3,321	8
8	3,12	2	3,10	2	3,11	3
9	2,40	5ш	2,40	6ш	2,40	6ш
10	2,27	2	2,29	2	2,29	
11	2,22	$\frac{1}{2}$	2,22	2	2,22	2
12	2,15	2	2,14	2	2,14	2
13	1,99	2	2,00	2	1,99	2
14	1,71	1	1,70	1	1,70	$\frac{1}{2}$
15	1,64	2	1,65	1	1,64	$\frac{1}{2}$
16	1,501	9	1,502	9	1,501	8

Таблица 2

Химический состав стяжений глауконита размером 1—0,5 м.м и вмещающего осадка, станция 6161

Компоненты	Глубина, см					
	0—5			720—760		
	1	2	3	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	58,68	54,78	46,84	59,36	49,68	48,71
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,49	0,24	0,53	0,57	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,35	8,98	1,50	11,71	12,13	1,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,68	4,51	27,38	7,09	5,71	26,57
FeO	3,91	1,86	1,36	2,51	2,26	1,44
MnO	0,10	0,05	0,01	0,06	0,06	0,01
CaO	4,36	3,66	0,44	3,61	2,15	Нет
MgO	2,81	3,20	3,94	2,81	3,66	3,97
Na <sub>2</sub> O	3,32	0,68	0,43	2,93	3,93	0,55
K <sub>2</sub> O	1,99	1,71	6,10	2,44	2,87	5,96
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,34	8,45	5,95	3,07	7,37	5,34
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,54	6,57	5,54	3,53	6,04	5,55
CO <sub>2</sub>	Нет	0,48	Нет	Нет	0,23	Нет
C	0,75	4,08	0,13	0,53	2,82	0,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,16	Нет	0,06	0,07	Нет
Сумма	99,63	99,66	99,86	100,27	99,55	99,93

Примечание. 1 — осадки; 2 — субколлоидная фракция осадка; 3 — глауконит.

ния пакетов и законов их чередования (Градусов, 1971) можно определить содержание монтмориллонитовых пакетов в смешанослойных образованиях. В среднем оно составляет 5—10%, чередование пакетов неупорядоченное. Отсутствие признаков упорядоченности свидетельству-

ет о малой разнице величин зарядов со стороны слюдистого и монтмориллонитового межслоевых промежутков (Zep, 1967). Это в свою очередь обусловлено низкой степенью изоморфных замещений в обеих тетраэдрических сетках трехэтажного слоя. В тех случаях, когда образцы обработаны  $\text{NaHCO}_3$ , при насыщении глицерином (фиг. 2, Б, б) фиксируются меньшие значения  $d$  основного рефлекса по отношению к исходным образцам. Это может быть следствием неполного насыщения глицерином (даже при его избытке) монтмориллонитовых пакетов в исходных образцах вследствие контракции от межслоевого К, фиксированного из растворов. При обработке содой и Са фиксированный К удаляется, что обеспечивает внедрение двух слоев молекул глицерина в большее число монтмориллонитовых пакетов или более полное насыщение каждого из межслоевых промежутков.

С помощью графиков  $\varphi'(z)$  прямого преобразования Фурье для комплексов с Mg и глицерином, рассчитанных ранее, было установлено присутствие до 10% монтмориллонитовых пакетов (Лисицына и др., 1973). Исследование порошковых препаратов трех образцов глауконита обнаружило слабые широкие рефлексы при 4,3; 3,65; 3,1 Å (табл. 1). Это признак слюд полиморфной модификации 1M. Общую структуру смешанослойных образований мы рассматриваем как промежуточную  $1M \gg 1Md$ . По-видимому, сообщества кристаллитов, образованные блоками из глауконитовых пакетов, дают рефлексы, характерные для слюд полиморфной модификации 1M. Для сообществ, содержащих монтмориллонитовые промежутки, свойственны отражения, типичные для слюд полиморфной модификации 1Md. Таким образом, при формировании глауконитовых новообразований проявляется тенденция к переходам  $1Md \rightleftharpoons 1M$ .

Полосы поглощения на ИК-спектрах (фиг. 3) при 440, 460, 495  $\text{см}^{-1}$  характерны для глауконитов. Присутствие полосы поглощения при 1630—1640  $\text{см}^{-1}$  деформационных колебаний свободных молекул воды связано с высокой дисперсностью минерала и присутствием в его структуре монтмориллонитовых межслоевых промежутков. ИК-спектроскопические данные показывают сходную картину для глауконитовых зерен разной размерности и по всей колонке.

В соответствии с этим результаты химического анализа двух образцов глауконита из поверхностного слоя и нижней части разреза (фракция 1,0—0,5 мм) также обнаруживают большое сходство. Они показывают, что глауконитам нашего разреза свойственно высокое содержание Fe. Почти все железо присутствует в окисной форме (содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,

26,6—27,4%,  $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}} = 18 - 19$ ) Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , крайне низкое

(1,5%). Что касается К, то сравнительно небольшое количество  $\text{K}_2\text{O}$  (порядка 6%), возможно, свидетельствует о присутствии в структуре глауконитовых образований неполностью заселенных К межслоевых промежутков.

По этим и другим показателям химический состав глауконита весьма заметно отличается от вмещающего осадка и выделенной из него субколлоидной фракции (табл. 2).

Итак, глаукониты в вулcano-терригенных осадках прибрежной зоны представляют собой смешанослойные, слюда-монтмориллонитовые образования со средним содержанием до 5—10% монтмориллонитовых пакетов. Трехэтажный слой высокожелезистый, полиморфная модификация  $1M \gg 1Md$ . Структура этих образований отличается двумя особенностями: присутствием значительных количеств аморфных соединений, на что указывают слабые дифракционные максимумы окристаллизованных фаз, и наличием отчетливых признаков гетерогенности смешанослойных образований по норме переслаивания слюдистых и монтморил-

лонитовых пакетов. Следовательно, глаукониты возникали за счет раскристаллизации аморфных соединений (коллоидов).

Эти образования не могли быть созданы в результате деградиционных трансформаций, так как их продукты обычно имеют признаки упорядоченности. Не доказано также, что обратные, аградационные трансформации монтмориллонита в слюду были основными, поскольку отсутствуют фазы с количеством монтмориллонитовых пакетов  $>40\%$ .

Вполне возможно, однако, что после того как глауконитовые стяжения сформировались, монтмориллонитовый межслоевой промежуток смешанослойного образования способен фиксировать дополнительные количества К. При этом происходит деградиционная трансформация в сторону кристаллитов с большим количеством слюдитовых пакетов. На возможность деградиционных трансформаций монтмориллонитового компонента при формировании глауконитовых стяжений указали недавно В. Д. Шутов и др. (Shutov a. o., 1972).

Как было показано (фиг. 2, табл. 2), глаукониты по всему разрезу в осадочной толще имеют близкий химический состав и структуру. Это обстоятельство указывает на единую геохимическую обстановку их образования, которая существовала продолжительное время. Некоторое увеличение монтмориллонитовых пакетов в отдельных образцах из низов разреза (глубина 720—760 см) не может рассматриваться как определенная тенденция. Анализ литературных данных показывает, что почти все изученные морские глаукониты представляют собой смешанослойные слюда-монтмориллонитовые образования и содержат 5—40% (редко 55%) монтмориллонитовых пакетов (Burst, 1958; Hower, 1961; Bentor, Kastner, 1964; McCrac, Lambert, 1968 и др.).

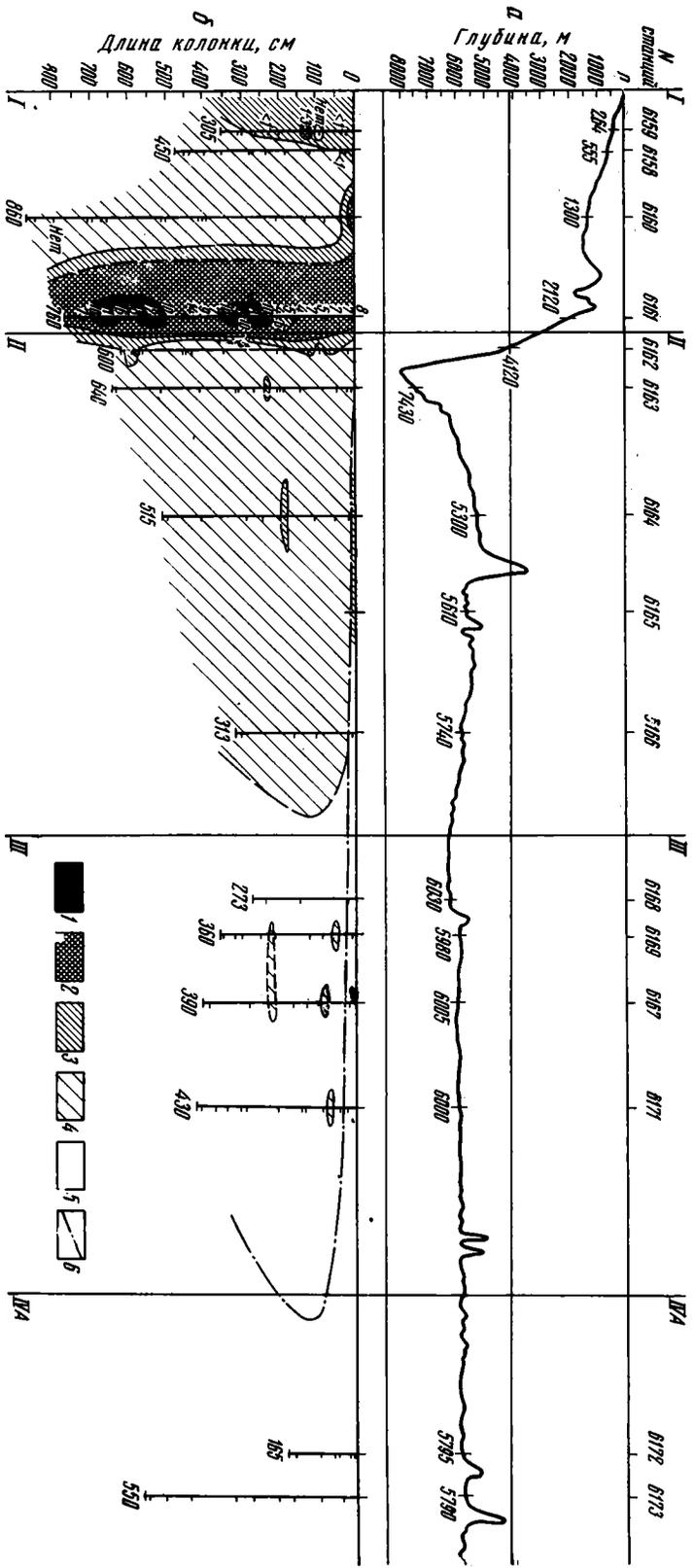
Наибольшая степень гетерогенности присуща современным четвертичным образованиям (Shutov a. o., 1972), для которых характерны, как и в нашем случае, низкий процент замещений Si на Al в тетраэдрических слоях и сравнительно низкое содержание  $K_2O$  ( $<7\%$ ). Отличительные черты состава глауконитов в Японском профиле — высокая железистость (при этом Fe почти полностью присутствует в окисной форме) и крайне низкое содержание  $Al_2O_3$ . Те же особенности свойственны глауконитам вблизи Японских берегов (Takahashi, 1955) и отмечены В. П. Петелиным (1954) для глауконитов у южной оконечности Курильской дуги.

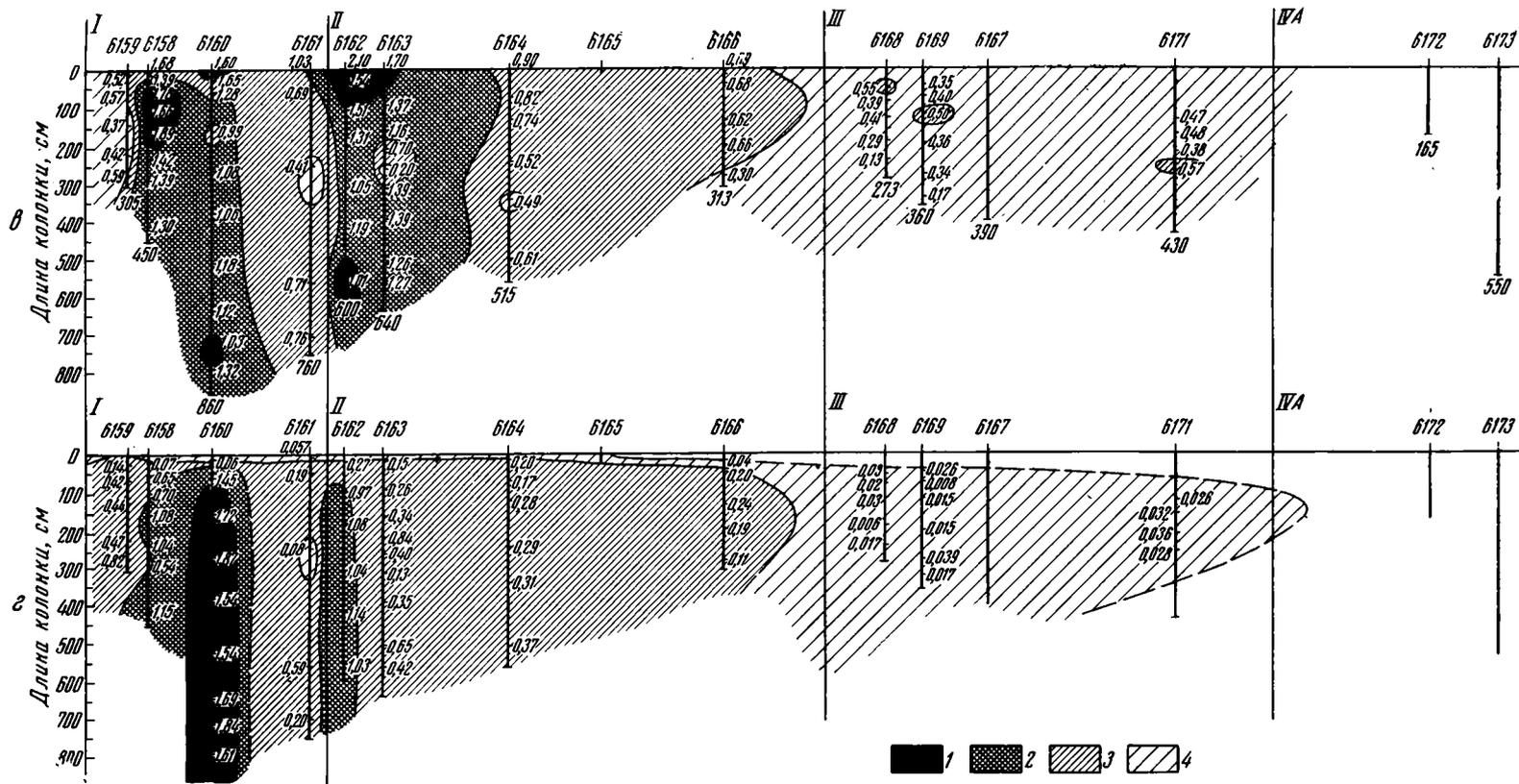
Таким образом, их можно рассматривать как характерные для глауконитовых стяжений в осадках андезитовой зоны, обогащенных обломками фемических минералов и другими продуктами переотложения вулканогенных пород основного состава.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛАУКОНИТА В ОСАДКАХ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ

Глауконит в осадках литологического профиля присутствует в I, II зонах и в виде незначительной примеси — в III. При микроскопическом изучении (более 200 шлифов) он обнаружен в разрезах на всех станциях от наиболее близкой к берегу станции 6159 до пелагической станции 6171 на глубинах 260—6000 м, т. е. независимо от рельефа океанического дна. Практически область его распространения четко ограничена зоной восстановленных осадков, выделенной Н. М. Страховым (1972). В этой зоне железо — один из главных элементов структуры глауконита — присутствует в подвижной форме  $Fe^{2+}$ .

Распределение минерала в осадочной толще в пределах редуцированной зоны показано на фиг. 4. Для построения профиля использованы данные, которые получены в результате подсчета минеральных выделений в шлифах и могут рассматриваться лишь как полуколичественные. Однако они вполне объективно отражают картину распределения минерала по профилю, где видно, что в максимальных количествах (10—18%





Фиг. 4. Литологическая характеристика осадков с глауконитовыми глобулами

*a* — рельеф дна района исследований; 4120 м — критическая глубина карбонатакопления (по литературным данным); *b* — распределение глауконитовых глобул на профиле, об.%; 1 — >10, 2 — 10—1, 3 — <1, 4 — единичные зерна, 5 — нет; 6 — граница зоны восстановленных осадков; *в* — распределение  $C_{org}$  на профиле, вес.%; 1 — >1,5; 2 — 1,5—1, 3 — 1—0,5, 4 — <0,5; *г* — распределение пирита на профиле, вес.%; 1 — 1,5, 2 — 1,5—1, 3 — 1—0,1, 4 — 0,1—0,01. Места отбора образцов для микроскопического изучения показаны на каждой колонке

осадка) глауконит концентрируется в отложениях прибрежной зоны, в гемипелагической его содержание резко убывает до долей процента — единичных зерен-стяжений, а в глинах переходного типа он встречается спорадически и, как правило, в единичных зернах. Таким образом, в зоне восстановленных осадков основная масса глауконита приурочена к прибрежной полосе сильных редукционных процессов (по Страхову, 1972).

В толще осадка глауконит распределяется пятнисто и обнаруживает практически полное отсутствие связи со слоистостью. При сопоставлении характера его распределения с вещественным составом донных отложений (Лисицына, Дворецкая, 1972) становится очевидным, что оно обусловлено приуроченностью повышенных концентраций глауконита к наиболее грубым осадкам. Глауконит концентрируется в песчано-алевритовых илах, вскрытых на станции 6159. В тонких кремнисто-глинистых осадках соседних станций 6158 и 6160 он встречается лишь в единичных зернах (за исключением верхней пачки более грубых осадков, содержащих <math>1-3\%</math> глауконита). Количество минерала снова возрастают и достигают максимальных значений в разрезе станции 6161, пройденном в песчано-алевритовой толще с прослоями гравийного материала.

Дальше от берега, в более однородных глинисто-кремнистых илах гемипелагической зоны, присутствующая в них небольшая примесь глауконита довольно равномерно рассеяна по всей толще осадка. Любопытно, что и здесь (зона II) скопления глауконитовых стяжений наблюдаются в прослоях и линзах более крупного по сравнению с вмещающими илами алевритового материала (станции 6162, 6163 и др.). В тонких пелагических глинах переходного типа присутствие глауконита ограничивается отдельными включениями.

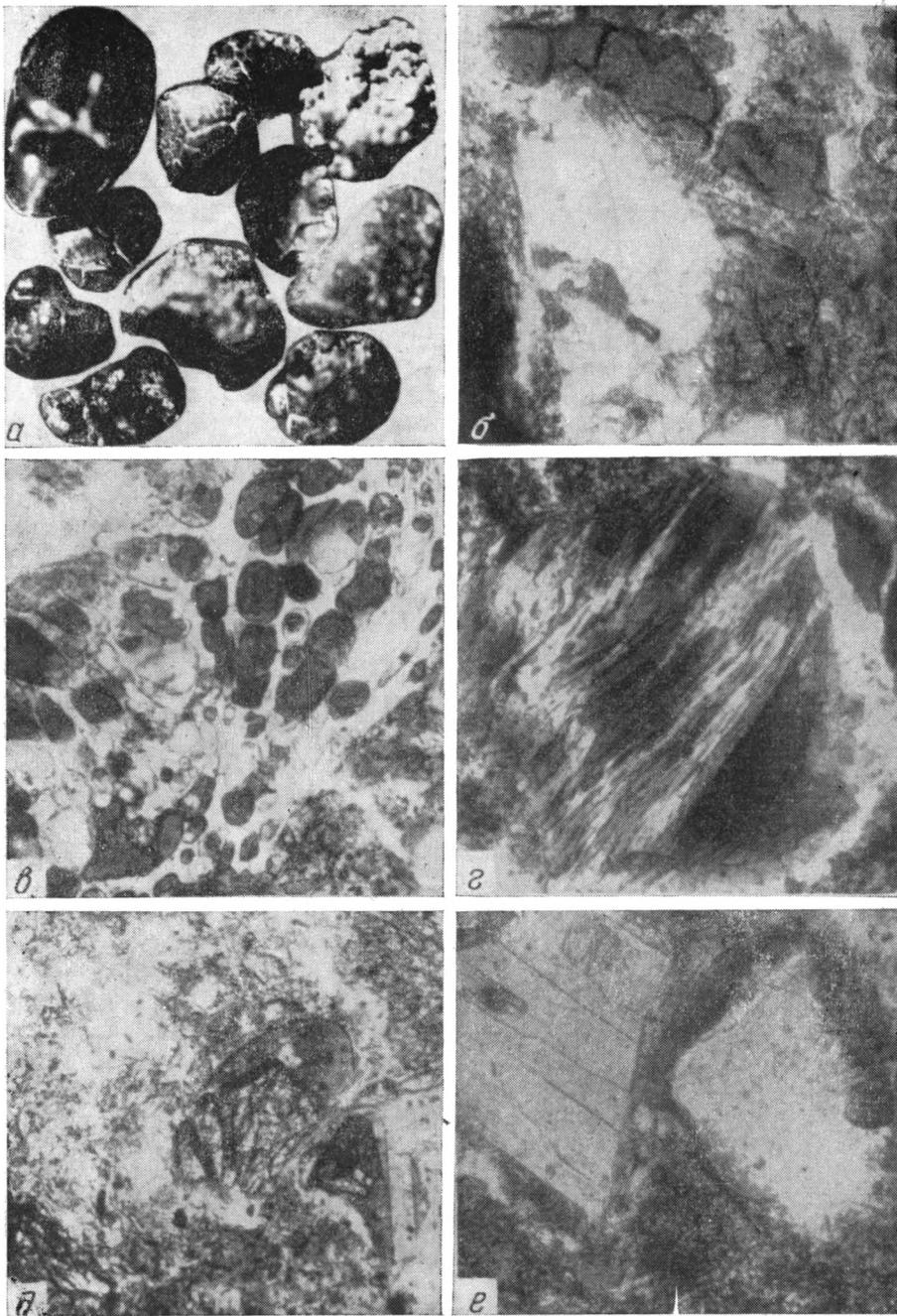
Предпочтительная связь глауконита с грубыми осадками часто рассматривается как доказательство его переотложения и, следовательно, терригенной природы. Это впечатление усиливается, если учесть наблюдающееся сходство в размерности глауконитовых глобул и терригенных зерен вмещающего осадка. Обогащение осадка глауконитом в результате перемыва и переотложения материала кажется особенно правдоподобным на станциях 6159 и 6161, где наблюдаются перерывы в осадконакоплении (станция 6159) и градационная слоистость (станция 6161). Однако такому заключению противоречит пятнистое распределение минерала в осадочной толще, обычно свойственное вторичным диagenетическим образованиям, и другие не менее важные факты. Для окончательного решения вопроса о природе глауконитовых образований в нашем профиле рассмотрим морфологию его выделений и формы нахождения в осадке.

#### ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ГЛАУКОНИТА В ОСАДКЕ

Глобулы глауконита, выделенные под биноклем из тяжелой подфракции фракций 1,0—0,5; 0,5—0,25 и 0,25—0,1 мм, фиштакково-зеленые, реже темно-зеленые, ярко-выраженной неправильной формы, округлые или овальные выделения встречаются значительно реже. Поверхность глобул часто бугристая, с многими выступами, однако изгибы ее всегда округлены. Характерны извилистые трещины, пересекающие гладкую, иногда блестящую поверхность, придающие ей мозговидный облик (фиг. 5, а). Нередко встречаются агрегаты из нескольких слипшихся глобул, в ряде случаев покрытых общей оболочкой.

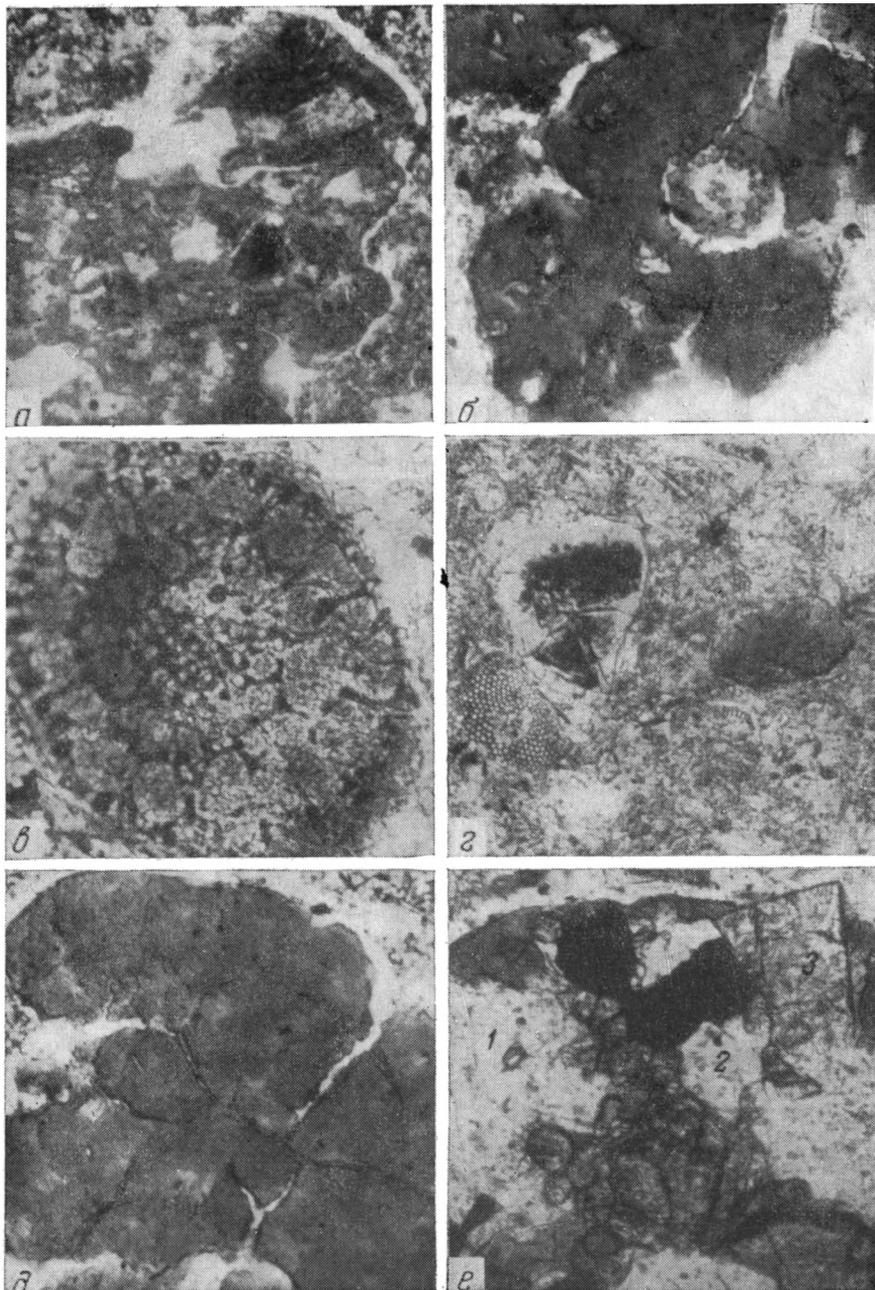
В прозрачных шлифах хорошо видна внутренняя структура глауконитовых образований. Основываясь на их морфологии и особенностях внутреннего строения, в осадках прибрежной зоны можно выделить формы нахождения глауконита, представленные на фиг. 5, б.

1. Частичное или полное замещение минеральных зерен или обломков пород. Замещены плагиоклаз, пироксен, пузырчатое и трубчатое



Фиг. 5. Формы нахождения глауконита в осадках

*a* — глобулы глауконита под бинокуляром,  $\times 20$ ; *b* — замещение терригенного обломка плагиоклаза (белое) глауконитом (темное) по краям и трещинам,  $\times 150$ , николь один; *c* — глауконит в газовых полостях вулканического стекла,  $\times 150$ , николь один; *d* — глауконит выполняет газовые каналы и частично замещает обломок вулканического стекла,  $\times 150$ , николь один; *e* — оболочка глауконита вокруг обломка пироксена,  $\times 150$ , николь один; *e* — оболочка глауконита вокруг обломка плагиоклаза,  $\times 150$ , николь один



Фиг. 6. Формы нахождения глауконита в осадках, николь один

*a* — участок алевритистого ила замещен глауконитом, граница стяжения нечеткая, видны терригенные обломки,  $\times 72$ ; *b* — стяжения глауконита в алевритистом илу, сохранилась реликтовая структура ила, видны микрообломки и скелет диатомей, замещенный глауконитом, поверхность стяжения разбита трещинами синерезиса,  $\times 150$ ; *в* — стяжение глауконита, замещено глинистое вещество внутренних полостей и скелет радиоларии,  $\times 300$ ; *г* — микростяжения глауконита в массе кремнисто-глинистого ила, в одном из стяжений по трещинкам выделения пирита (черное),  $\times 150$ ; *д* — растрескавшееся стяжение глауконита в цементе песчанистого ила, структура цемента почти не сохранилась,  $\times 150$ ; *e* — глауконит, цементирующий обломки плагиоклаза (1, 2) пироксена (3) и магнетита (черные) в песчанистом илу,  $\times 150$

бесцветное стекло, чешуйки слюды (биотит?), обломки вулканической породы основного состава (фиг. 5, б — з).

2. Нарастание оболочек вокруг терригенных зерен разного состава как вокруг центров и образование «стяжений» округлой и овальной форм. Часть зерен с тонкой оболочкой остаются угловатыми (фиг. 5, д, е).

3. Выполнение внутренних полостей раковин карбонатных организмов — планктонных и донных фораминифер.

4. Замещение участков цементирующей массы с сохранением ее микроструктуры внутри образовавшегося стяжения. Сохраняются такие элементы цемента, как мелкие терригенные зерна, скелеты диатомей и радиолярий, спикулы губок, микроглобулы и вкрапленность сульфидов и др. Границы сгустка могут быть четкие или расплывчатые с постепенными переходами во вмещающую массу осадка (фиг. 6, а — з).

5. Замещение участков цемента без сохранения структуры. В этом случае образуются темно-зеленые интенсивно окрашенные округлые или овальные сгустки. При высыхании ввиду образования трещин синерезиса они приобретают трещиноватую поверхность («лапчатая» форма в шлифах) (фиг. 6, д).

Между 4-й и 5-й разновидностью наблюдаются промежуточные когда реликты первичной структуры едва различимы. В ряде случаев стяжения состоят из колломорфных сгустков.

6. Цементация терригенных зерен разного состава (фиг. 6, е).

В прибрежных и гемипелагических осадках наблюдаются, таким образом, следующие разновидности глауконита: глауконит замещения терригенных зерен, глауконит выполнения внутренних полостей микроорганизмов; глауконит цементации; стяжения (оболочки зерен, сгустки).

Те же формы выделения глауконита наблюдаются не только в прибрежных осадках, но и в других, более пелагических, в пределах редуцированной зоны. Все они в согласии с описанными ранее особенностями распределения глауконита по профилю (пятнистость, отсутствие прямой связи со слоистостью) свидетельствуют о том, что он формировался в толще осадка со сложившимися морфологическими и структурными особенностями, т. е. на стадии диагенеза. Эти формы выделения не могли возникнуть в мобильной среде на границе вода — осадок, как предполагают многие исследователи (Burst, 1958; Hower, 1961; и др.). В свете этих данных соответствие размеров глобул с размерами терригенных зерен во вмещающем осадке объясняется не их сортировкой и совместным переотложением, а тем, что глауконит частично, реже полностью, замещает эти зерна. Образовавшиеся псевдоморфозы по терригенным зернам, естественно, имеют те же размеры или несколько их превышают (образование оболочек). Аутигенная природа минерала подтверждается и тем, что хрупкие глобулы с трещиноватой поверхностью (фиг. 5, а) и не менее хрупкие скелеты фораминифер, выполненные глауконитом, не могли бы выдержать транспортировки и частых переывов, как писал В. П. Петелин (1954).

#### ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛАУКОНИТА

Изучение форм нахождения глауконита помогает в решении еще одного вопроса об исходном материале для его образования. Этот вопрос и сейчас еще стоит на повестке дня, поскольку рассматривается разными исследователями по-разному.

В нашем профиле глауконит образуется двумя путями: развивается по терригенным зернам (фиг. 5, б — е) либо замещает участки глинистого и кремнисто-глинистого цемента (фиг. 6), в частности заключенные в них остатки кремнистых организмов (диатомей, радиолярии, спикулы губок, фиг. 6, б, в). Более частое замещение глауконитом минеральных зерен, чем глинистого цемента, показывает, что источником для

его образования могут служить любые алюмо- и феррисиликаты при условии обогащения иловых вод легкоподвижным реакционноспособным Fe и присутствия в них ионов K.

Весьма примечательно, однако, что в осадке глауконитизированные обломки соседствуют со свежими, не несущими каких-либо следов вторичных изменений. Это обстоятельство в свою очередь свидетельствует о том, что условия для глауконитообразования создаются локально в обособленных микроучастках, где и возникают глауконитовые глобулы. Замещение глауконитом минеральных обломков как будто бы свидетельствует об их образовании за счет перестройки или с использованием элементов структуры исходного материала. Однако результаты рентгеноструктурного анализа, как мы видели, не всегда подтверждают это предположение, так же, как и особенности химического состава глауконитовых новообразований (табл. 2). Остановимся на этом вопросе несколько подробнее.

Химические составы глауконитовых глобул, вмещающего осадка и выделенной из него субколлоидной фракции весьма существенно различаются.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  в глауконите заметно меньше, чем в осадке,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+$ ,  $\text{H}_2\text{O}^-$  — намного больше. Особенно существенно резкое уменьшение в глауконитовых новообразованиях содержаний малоподвижных окислов Al и Ti. Количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с 11—12% в глинистом илу понижается до 1,5% в глауконите, количество  $\text{TiO}_2$  — с 0,53—0,68% в илу до 0,21—0,24% в новообразованиях глауконита.

Если исходить из предположения о формировании глауконита за счет деградированного силикатного материала, придется допускать вынос  $\frac{2}{3}$   $\text{TiO}_2$  и преобладающей части  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , что невозможно объяснить физико-химическими условиями среды. Ещё более значительный вынос  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  придется допустить при глауконитизации отдельных минералов. Глауконитизация плагиоклаза потребует выноса почти всего  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в полевом шпате, станция 6159, — 29%). Такая же ситуация возникает с Ti при глауконитизации пироксена, который содержит 1,1—1,3%  $\text{TiO}_2$  (осадок станции 6159) против 0,21—0,24% в глауконите.

Глубокие различия в химических составах глауконита и исходного материала осадка, как и особенности структуры глауконита, выявленные рентгенометрическими исследованиями, указывают на то, что глауконит, по-видимому, образуется также за счет раскристаллизации коллоидной фазы осадка. Последняя возникает при разрушении алюмо- и феррисиликатного материала, легкорастворимых вулканических стекол, кремнезема скелетов кремнистых организмов и прочего в щелочной среде (рН 7,5—8,5) и, естественно, обеднена малоподвижными элементами (Al, Ti). Кристаллизация глауконита происходит в среде, обогащенной реакционноспособным  $\text{Fe}^{2+}$  и K. K в иловых водах северо-западной части Тихого океана вдвое больше, чем в наддонной воде (Шишкина и др., 1973).

Коллоидная природа глауконита хорошо видна при микроскопическом изучении. Она, по-видимому, в значительной степени и создает тот своеобразный облик глауконитовых новообразований, который отличает их от других смешанослойных глинистых образований. Колломорфные выделения глауконита выполняют пустоты в вулканических стеклах (фиг. 5, в), скелетах кремнистых организмов и массе ила (фиг. 6, в, г), образуют глобулы, состоящие из микросгустков, и т. д. Глобулы глауконита сохраняют облик колломорфных выделений и после раскристаллизации.

Из приведенного здесь фактического материала следует, что в зоне восстановленных осадков глауконит образуется из различного силикатного материала.

Знакомство с наблюдениями других исследователей показывает, что этот вывод имеет общее значение. Формирование глауконита за счет различных минеральных зерен у берегов Японии видели И. Такахашаи с сотрудниками (Takahashi, 1955), по биотиту — Е. В. Галлихер на Калифорнийском побережье США (Gallicher, 1955) и В. Р. Пратт — по обломкам глинистых и вулканогенных пород, биотиту, остаткам организмов (Pratt, 1963) и др.

Д. Л. Белл и Х. Г. Гуделл показали, что в областях, где глауконит образуется в настоящее время, минералогия и степень окристаллизованности его выделений сходны с ассоциирующей с ними глинистой фракцией (Bell, Goodell, 1967). И там и там присутствует одинаковая примесь терригенного кварца и амфибола. А. Дж. Эльман, Н. К. Хулингс и Е. Д. Гловер, изучившие 325 образцов донных осадков у юго-восточного побережья США с помощью рентгеновского метода, пришли к выводу, что глауконит в фораминиферовых песках представляет собой разные стадии глауконитизации глинистого материала, который был первоначально заключен в раковинках микроорганизмов (Ehlman a. o., 1963).

### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛАУКОНИТА В ЗОНЕ РЕДУЦИРОВАННЫХ ОСАДКОВ

Для того чтобы понять, чем же обусловлена фактическая картина распределения глауконита в осадочной толще и его приуроченность к зоне восстановленных осадков, недавно описанной Н. М. Страховым (1972), рассмотрим соотношения минерала с другими диагенетическими образованиями этой зоны — сульфидами Fe, а также с органическим углеродом. Сульфиды Fe (практически это пирит) распространены наравне с глауконитом и присутствуют в виде микроглобул, рассеянной вкрапленности, псевдоморфоз по растительным остаткам, микропрожилков или замещают участки цемента.

Максимальные их концентрации также наблюдаются в прибрежной зоне, где редуционные процессы наиболее сильны (Страхов, 1972). Поэтому целесообразно сравнить распределение глауконита и пирита в этой зоне. На профиле фиг. 4 видно, что в своем размещении внутри зоны они по существу антиподы. В самом деле, области минимальных содержаний глауконита (станции 6158, 6160) совпадают с областью максимальных значений пирита. И, наоборот, повышенные количества глауконита (разрезы станций 6159 и 6161, верхние горизонты разрезов на станциях 6158 и 6160) отвечают пониженным содержаниям пирита. На станции 6161 осадки более других обогащены глауконитом, а содержания пирита здесь минимальные — 0,08—0,60, в среднем 0,22%, против 1,45—1,87, в среднем 1,48%, например, на станции 6160. Причина различий в пространственной локализации пирита и глауконита — в приуроченности последнего к грубым осадкам, тогда как пирит, как мы могли убедиться, тяготеет к тонким глинистым илам. Такая же приуроченность сульфидов к тонким осадкам, а глауконита к более грубым отмечена И. Такахашаи (Takahashi, 1955) у берегов Японии (зал. Аомори), а также В. Р. Праггом (Pratt, 1963) и др. в Монтерейском заливе у берегов Калифорнии. Чтобы понять, как возникли эти особенности локализации глауконита и сульфидов, сопоставим распределение обоих минералов в осадках с распределением в них  $S_{орг}$  (фиг. 4). Воспользовавшись данными И. И. Волкова и др. (1972), можно видеть, что глинистые осадки редуцированной зоны по сравнению с более грубыми заметно обогащены  $S_{орг}$  (фиг. 4). Его содержание на станциях 6158 и 6160 0,99—1,73%, в среднем 1,38, тогда как в песчано-алевритовых илах на станциях 6159 и 6161 — 0,37—1,03, в среднем 0,62%. Вследствие обогащения кремнисто-глинистых и глинистых илов  $S_{орг}$  процессы редукции  $SO_4^{2-}$ -иона с образованием  $H_2S$  протекают в них более интенсивно, чем в грубых осадках. Поэтому лег-

корастворимые формы реакционноспособного Fe в первую очередь реагируют с продуктами этого процесса и энергично расходуются на образование сульфидов Fe. Чем больше в осадке  $C_{орг}$ , тем больше в нем пирита (станции 6158, 6160, 6162). Как отмечает Н. М. Страхов (1972), на этих станциях в осадках появляется свободный  $H_2S$  — признак того, что легкоподвижное реакционноспособное Fe здесь исчерпывается, т. е. ожидать образования силикатов Fe (глауконита) в заметных количествах не приходится. Это и наблюдается в действительности.

В более грубых осадках на станциях 6159, 6161 и прослоях обломочного материала других разрезов из-за недостатка органического вещества процессы редукции идут менее интенсивно, сульфиды Fe возникают в несоизмеримо меньших количествах и оставшееся неизрасходованным реакционноспособное Fe участвует в формировании глауконита. Чисто эмпирически можно определить, что формирование в заметных количествах (до 18%) происходит в нашем разрезе при содержаниях  $C_{орг}$  0,5—1,0%, формирование сульфидов (до 1,9% пирита) — при содержаниях  $C_{орг} > 1\%$ . Иными словами, активная глауконитизация наблюдается на тех участках зоны редуцированных осадков, где редукционные процессы менее интенсивны. Появлению повышенных количеств глауконита не в тонких илах, а в более грубых осадках благоприятствуют также и другие факторы, в частности скопления ферри- и алюмосиликатных обломков, которые, как было показано, служат исходным материалом для его образования.

Другой благоприятный фактор — повышенная водопроницаемость песчаных и алевритовых илов по сравнению с тонкими глинистыми. Она обеспечивает лучший, нежели в глинах, водообмен, что способствует более интенсивному разложению силикатного материала.

Все три фактора сочетаются в прибрежной полосе сильных редукционных процессов (по Н. М. Страхову), где в осадках присутствуют песчано-алевритовые прослои и линзообразные скопления обломочного материала. Именно в них наблюдается относительное обогащение осадков глауконитом (фиг. 4).

Дальше от берега, в полосе умеренных редукционных процессов (станции 6164—6166), содержания углерода еще довольно значительны (0,5—0,9%), однако отсутствие грубых осадков (исходный материал и хорошая фильтрация) резко снижает возможности формирования глауконита. Органическое вещество здесь более активно (Романкевич, 1974), поэтому сульфиды Fe еще образуются, но в меньших количествах. В полосе слабых редукционных процессов (содержание  $C_{орг} < 0,5\%$ , станции 6167—6171) содержания пирита крайне низкие (Страхов, 1972, фиг. 1, 2), глауконита почти нет.

Необходимость сочетания многих благоприятных условий для формирования глауконита в диагенезе определяет пятнистый характер его распределения и на поверхности, и в толще осадка (фиг. 4). Эту особенность, отчетливо проступающую на нашем профиле, отмечают также исследователи у юго-восточного побережья США и на Калифорнийском побережье, на подводном хребте Скотиа и Чатамском поднятии в Южном полушарии (Pratt, 1963; Bell, Goodell, 1967).

## ВЫВОДЫ

1. С помощью рентгеноструктурных и других исследований установлено, что глауконит в осадках Японского профиля, как и другие современные — четвертичные глаукониты, — гетерогенное высокожелезистое смешанослойное слюда-монтмориллонитовое образование с различным содержанием монтмориллонитовых пакетов (в общем случае 5—20, редко до 40%).

2. Особенности распределения в толще осадков, форма выделений и характер соотношений глауконита с вмещающими илами однозначно доказывают, что это диагенетический минерал зоны редуцированных осадков, хорошо вписывающийся в общую схему диагенетического минералообразования (Страхов, 1953, 1972, и др.).

3. Внутри зоны восстановленных осадков глауконит распределяется закономерно и концентрируется в грубых песчаных и алевролитовых илах в отличие от сульфидов Fe, которые образуются преимущественно в тонких кремнисто-глинистых и глинистых осадках. Локализация глауконита обусловлена тремя причинами: в грубых осадках процессы редукции менее активны и, следовательно, меньше расход  $Fe^{2+}$  на образование сульфидов; в грубых осадках много разнообразного силикатного материала — источника для образования глауконита; грубые пачки осадка обладают повышенной проницаемостью, способствующей процессам разложения и трансформации терригенного материала с высвобождением вещества, необходимого для образования глауконита.

4. Исходный материал для образования глауконита, как показывают формы выделения и структура глауконитовых глобул, — силикаты терригенных обломков и глинистая составляющая осадка.

5. Глауконит образуется за счет раскristаллизации аморфных соединений, возникающих при разрушении силикатного материала осадка.

6. Если нанести на схему локализации и интенсивности редукционных процессов в Тихом океане (Страхов, 1972) места присутствия глауконита (по литературным данным), то можно видеть, что они принадлежат зоне восстановленных осадков, опоясывающей континенты, в пределах которой он встречается на разных широтах — от 40-х на севере (Японский профиль) до 60-х на юге (хребет Скотиа юго-восточнее м. Горн) независимо от климатических условий на шусе.

7. Глауконит распространен на разных глубинах — от нескольких десятков метров на шельфе до более 6000 м на континентальном склоне и в глубоководных желобах. Для него характерны, однако, прерывистое распределение в зоне восстановленных осадков и весьма существенные количественные различия в разных областях. Так, в Северном полушарии у берегов Японии содержание минерала в осадках — доли — 15%, ближе к тропикам, на Калифорнийском побережье, — до 80% (Pratt, 1963), у берегов Перу — 75%, у новой Зеландии (40° ю. ш.) — 5—50%, а еще южнее (хребет Скотиа, 50—60° ю. ш.) — 15—35%. Эти различия обусловлены рядом факторов, и в первую очередь составом и характером распределения органического вещества в осадках. Места максимального накопления глауконита, известные в настоящее время, связаны с осадками редуцированной зоны, которые особенно обогащены активным органическим веществом, фактически определяющим интенсивность диагенетических процессов. Именно такие области находятся у берегов Перу и Калифорнии, в местах подъема глубинных вод (апвеллингах), несущих активное органическое вещество.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н., Ягодинская Т. А. Сера в тихоокеанских осадках к востоку от Японии. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. — Тр. ИГН АН СССР, сер. геол., 1950, вып. 114.
- Градусов Б. П. Зависимость между значениями  $d/n$  базальных рефлексов и содержанием слюдястых пакетов в смешаннослойных образованиях слюда-сметитового типа. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6.
- Лисицын А. П. Скорость современного и древнего осадконакопления в океанах. — Океанология, 1971, № 6.
- Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дворецкая О. А., Чижикова Н. П. Глинистые минералы в осадках северо-западной части Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 5.

- Лисицына Н. А., Дворецкая О. А.* Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Милло Ж.* Геология глин. Л., «Недра», 1968.
- Николаева И. В., Сенин Ю. М., Голубова Г. А.* Фациальная изменчивость аутигенных силикатов в связи с особенностями осадкообразования на шельфе Западной Африки.— Тр. Ин-та геологии и геофиз. СО АН СССР, 1971, вып. 144.
- Романкевич Е. А.* Биохимический состав осадков Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
- Петелин В. П.* О нахождении аутигенного глауконита в современных морских осадках.— Тр ин-та океанол. АН СССР, М., 1954, т. VIII.
- Петелин В. П., Алексина И. А.* Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана.— В сб.: Тихий океан. Осадконакопление, кн. 1. М., «Наука», 1970.
- Страхов Н. М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М.* Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Фирсов Л. В., Николаева И. В., Лебедев Ю. Н., Солнцева С. М.* Состав, происхождение и абсолютный возраст слюдистых минералов синих глин нижнего кембрия Прибалтики.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1971, вып. 144.
- Шишкина О. В., Павлова Г. А., Быкова В. С.* Преобразование в процессе диагенеза иловых вод Японского желоба.— Океанология, 1973, т. XIII, вып. 4.
- Bell D. L., Goodell H. G.* A comparative study of glauconite and the associated clay fraction in modern sediments.— Sedimentology, 1967, v. 9, No. 3.
- Bentor Y. K., Kastner M.* Notes on mineralogy and origin of glauconite.— J. Sediment. Petrol., 1964, v. 35, No. 1.
- Burst J. F.* Mineral heterogeneity in «Glauconite» — pellets.— Amer. Mineralogist, 1958, v. 43.
- McCrac S. G., Lambert J. L. M.* A study of some glauconites from cretaceous and tertiary formations in south east England.— Clay Minerals, 1968, v. 7.
- Ehlmann A. J., Hulings N. C., Glover E. D.* Stages of glauconite formation in modern foraminiferal sediments.— J. Sediment. Petrol., 1963, v. 33, N 1.
- Gallier E. W.* Biotite-glauconite transformation and associated minerals.— Recent Marine Sediments, a Symposium, London, 1955, p. 513—515.
- Hower Y.* Some factors concerning the Nature and origin of glauconite.— Amer. Mineralogist, 1961, v. 46, No. 3—4.
- Pratt W. R.* Glauconite from the sea floor off southern California. Essays in Marine Geol. in Honor of K. O. Emery, Los Angeles, 1963.
- Shutov V. D., Katz M. Ya., Drits V. A., Sokolova A. L., Kazakov G. A.* Crystallochemical heterogeneity of glauconite as depending on the conditions of its formation and postsedimentary change. Reprints Internat. Clay Conf., Madrid, 1972, v. 1.
- Takahashi Y.* Synopsis of glauconitization.— Recent Marine Sediments, a Symposium, p. 503—513, London 1955.
- Valeton I.* Der glaukonit und seine Begleitminerale aus dem Tertiär von walsrode.— Mitt. Geol. Staatsinst. v. 27, 1958, p. 88—131.
- Zen, E-an.* Mixed-layer minerals as one-dimensional crystals. Amer. Mineralogist, 1967, v. 52, No. 5—6.

Геологический институт АН СССР,  
Почвенный институт  
Москва

Дата поступления  
13.III.1974

УДК 551.793 + 552.14

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛЕДОВОГО ТИПА ЛИТОГЕНЕЗА

*Ю. А. ЛАВРУШИН, Н. В. РЕНГАРТЕН*

Наиболее характерные осадочные образования ледового типа литогенеза — основные морены материковых оледенений. Процесс формирования основных морен существенно отличается от любых осадочных процессов, свойственных как водной, так и субаэральной обстановкам. Его специфика — невозможность разграничения во времени не только стадий транспорта и осадкообразования, но и стадий литогенеза. Поскольку формирование основных морен происходит под движущимся льдом, осадочный процесс в ледовой обстановке сопровождается значительным воздействием стресса. При этом происходит имитация некоторых явлений катакластического метаморфизма. Сходство основных морен с породами деструктивного метаморфизма отчетливо проявляется в их строении и текстурах, а также в характере минеральных преобразований.

Впервые ледовый тип литогенеза как своеобразную форму осадочно-процесса выделил Н. М. Страхов (1960), отметив в качестве наиболее важной его особенности проявление лишь одной стадии осадочного процесса — седиментогенеза, тогда как стадия диагенеза как процесса физико-химического уравнивания компонентов осадка «подавлена здесь низкой температурой среды, исключающей сколько-нибудь заметное течение химических и биологических процессов» (Страхов, 1960, стр. 135).

В качестве важнейших черт ледового седиментогенеза Н. М. Страхов отметил отрыв ледником от ложа обломков и значительную их механическую обработку в процессе ледникового транспорта, отсутствие механической сортировки и дифференциации в осадках, простоту способов мобилизации осадочного материала, сводящихся в основном к чисто механическим процессам.

Изменения, которые происходят в породе после таяния льда, связанные с проникновением кислорода воздуха и окислением всех компонентов, способных к нему, Н. М. Страхов связывал уже с гипергенезом.

Позднее И. Н. Степанов (1964), развивая представления Н. М. Страхова, высказал соображения о возможности проявления физико-химических процессов и в ледовой обстановке. При этом особое внимание он придавал присутствию в толще льда пузырьков воздуха, обогащенного агрессивной углекислотой, способствующей растворению и последующему выпадению из растворов карбонатов. Следует заметить, однако, что интересные представления И. Н. Степанова были высказаны лишь в самой общей форме и относились в большей степени к поверхностной зоне абляции ледника, а не к области аккумуляции основных морен, располагающейся в их основании.

Исследования, проведенные нами, позволили расширить и дополнить сложившиеся представления об особенностях ледового типа литогенеза. Для расшифровки этих особенностей мы обратились прежде всего к основным (донным) моренам материковых оледенений — наиболее типичным континентальным образованиям ледниковых областей.

Среди основных морен в областях плейстоценовых оледенений наиболее распространена группа фаций моноклиновых морен, и главным образом плитчатые и сланцеватые морены (Лаврушин, 1970<sub>1,2</sub>). Только они, строго говоря, сложены новообразованными ледниковыми осадками — валунными суглинками, супесями и глинами, для которых чаще всего и используется термин «основная», или «донная», морена. Изучение этого типа морен показало, что в них имеется целая гамма гляциодинамических текстур, возникновение которых было обусловлено движением льда и сопровождавшими его явлениями динамометаморфизма. Отсюда очевидно, что все главнейшие черты основных морен возникают под движущимся ледником. Более того, мореносодержащий лед при этом постепенно настолько насыщается обломочным материалом, что превращается в весьма слабо льдистую и достаточно плотную моренную массу. Об этом свидетельствуют прежде всего наследование мореной почти без искажения тончайших макроскопически различимых текстур, свойственных исходному льду, преимущественная ориентировка удлиненных частиц всего гранулометрического спектра в направлении движения льда, а также сохранение микротекстур течения (Seifert, 1954; Siltner, 1963; 1968; Harrison, 1957).

Наконец, важное доказательство — микроштриховка типа зеркал скольжения, а иногда и наблюдающееся «срезание» мелких валунычков на поверхности плиток плитчатой и сланцеватой отдельности и на стенках трещин, раздвигающихся чешуйчато надвинутые друг на друга моренные блоки. Подобная штриховка могла возникнуть и сохраниться только в случае, если моренная масса была достаточно уплотненной и слабодльдистой, но продолжала еще активно участвовать в послойно-дифференцированном пластическом течении вместе с перекрывающим ее более чистым льдом. Прогрессирующее уменьшение льдистости толщи мореносодержащего льда приводит к повышению концентрации обломочного материала, плотной упаковке разных по размеру частиц и уплотнению образующейся малодльдистой моренной массы в результате проседания толщи льда вследствие уменьшения его объема. Основные особенности строения морен позволяют думать, что вода из толщи мореносодержащего льда отжимается постепенно и преобразование мореносодержащего льда в малодльдистую массу происходит еще в ходе продолжающегося течения. В качестве важнейших факторов, играющих значительную роль в обезвоживании откладывающейся морены, можно указать режеляцию, сопровождающую пластическое течение, и донное таяние ледника, вызываемое трением о ложе и геотермическим потоком тепла (Зотиков, 1964; Калесник, 1963; Шумский, 1969; Carruthers, 1953; Норре, 1957; Wertmann, 1967).

Прогрессирующее уменьшение льдистости неизбежно приводит к возрастанию внутреннего трения и понижению степени пластичности морены, возникающей из мореносодержащего льда в ходе его движения. Это способствует постепенному замедлению послойно-дифференцированного пластического течения, хотя оно может охватывать даже моренные толщи, уже значительно уплотненные, как показывают микроштриховка на поверхностях плитчатой отдельности и другие упоминавшиеся выше признаки. Однако, в конце концов, плотность морены настолько возрастает, что при данных значениях создаваемой ледником нагрузки и горизонтальных градиентов давления пластическое течение становится невозможным. Раньше всего это происходит с нижними, наименее льдистыми слоями, которые останавливаются еще тогда, когда вышележащие слои продолжают двигаться. В частности, об этом свидетельствуют наблюдения над внедряющимися в моренный пласт в виде даек и диапиров синдинамическими гляциопротрузиями, сложенными глинистыми или песчаными породами ледникового ложа. В нижних частях плитчатой морены такие синдинамические гляциодайки и гляциодиапиры неред-

ко ориентированы почти вертикально, тогда как верхние их концы более или менее резко сгибаются в сторону движения ледника, оказываясь иногда срезанными поверхностями плитчатой отдельности или растащенными вдоль них. Подобное явление может быть совершенно однозначно истолковано как доказательство неподвижности нижней части морены во время и после образования гляциопротрузий и продолжающегося движения ее вышележащих слоев.

Таким образом, момент остановки нижней части основной морены может быть принят за начало стадии собственно ее аккумуляции, постепенно захватывающей затем все более высокие слои моренной толщи. Отсюда можно сделать вывод о постепенном отслаивании основной морены под движущимся льдом. Необходимо подчеркнуть, что аккумуляцию основной морены в изложенном ее толковании не следует понимать как синоним ледникового осадкообразования. Все изложенное позволяет говорить, что в процессе формирования основной морены вообще невозможно четко различить стадии транспорта и осадконакопления в том их значении, которое сложилось в литологии на примере водных осадков. В нашем случае эти стадии сливаются воедино, и между ними невозможно провести даже чисто условной границы. Действительно, мореносодержащий лед в ходе своего движения, т. е. на стадии транспорта обломочного материала, постепенно преобразуется в достаточно компактную массу, также продолжающую еще свое пластическое движение, но уже имеющую характерные черты «готовой» морены. По сути дела эта «готовая» морена уже обладает теми структурой и текстурой, которые и дальше сохраняются в ископаемом состоянии.

Отсюда можно сделать выводы, имеющие принципиальное значение. Прежде всего, для ледового типа литогенеза свойственно слияние стадий транспорта и осадкообразования. Кроме того, основная морена, формирующаяся в ходе движения ледника, еще до ее полной остановки, оказывается значительно уплотненной и лишенной большей части воды, насыщавшей ее в виде льда.

Таким образом, в ходе преобразования движущегося мореносодержащего льда в морену не только возникает новообразованный ледниковый осадок, но и происходит его уплотнение, т. е. процесс, который в применении к водным отложениям относится уже к диагенезу. Итак, одна из важнейших особенностей ледового литогенеза — отсутствие четкой грани во времени между транспортом, собственно образованием осадка и его последующим диагенетическим уплотнением.

Как справедливо отметили многочисленные исследователи, вещественный состав основных морен определяется процессом смешения и перераспределения захваченного материала. В связи с этим он в целом отражает состав пород ледникового ложа на пути следования ледника, являясь многокомпонентным в петрографическом и минералогическом отношениях. Характерная особенность вещественного состава — сложное и изменчивое сочетание далекопринесенного и местного материалов, по соотношению которых прежде всего и различаются литологические типы морен.

Проведенные исследования показали, что при формировании основных морен происходят не только механическое смешение захваченных ледником пород, физическое разрушение обломочного материала, но и процессы химического растворения и синтезируются новые минералы. Важно подчеркнуть, что появление минеральных новообразований происходит в той же физико-химической обстановке, в которой идет транспортировка материала. Следовательно, подледный диагенез не ограничивается только динамическим уплотнением: для него свойственно и аутигенное минералообразование.

Для получения более полного представления о подледном диагенезе необходимо дать хотя бы краткую характеристику физико-химической

обстановки в толще глетчерного льда. Прежде всего, как справедливо отметил Н. М. Страхов (1960), низкие температуры, существующие в толще льда, по-существу сводят на нет микробиологические процессы и роль органо-минеральных соединений. Далее, в глетчерном льду вследствие присутствия свободного кислорода в пузырьках воздуха существует окислительная обстановка. Вместе с тем, хотя элементарный состав газообразных включений в толще льда и не отличается от такового атмосферного воздуха, количественное соотношение в них газов может иметь широкий диапазон колебаний, отражая разную степень метаморфизма льда. Это обусловлено различной растворимостью газов в режеляционной воде, образующейся в ходе пластического течения, и в первую очередь обогащением ее углекислым газом (Савельев, 1971; Лэнгуй, 1964). На характер среды в толще льда оказывают также влияние примеси, приносимые воздушными течениями, увеличивающие в конечном итоге химическую активность воды, образующейся в ходе режеляции. В современных ледниках и ледниковых покровах зафиксированы изменения среды от кислой до слабощелочной (Gorham, 1958; Statt, 1972; Lofius a. o., 1969). Однако в толще мореносодержащего льда на характер среды оказывают существенное влияние также ассимилируемые ледником отложения, что было показано А. Н. Симоновым для территории Печорской низменности. Можно думать, что по мере увеличения дальности транспортировки и все большего перемешивания захваченного материала должна возрастать степень однородности физико-химической обстановки в толще мореносодержащего льда, а следовательно, усредняться степень активности обусловленных ею процессов.

Для подледного диагенеза основной морены чрезвычайно существенно сильное динамическое воздействие ледника на транспортируемый и откладываемый материалы. В частности, в результате процессов истирания и дробления происходит резкое увеличение удельной поверхности зерен, чем повышается их реакционная способность. Важный фактор при этом — режеляционная вода, возникающая в ходе движения льда. Периодическое ее образование и замерзание способствуют повышению концентрации солей в остаточном растворе, что создает благоприятные условия для выпадения (или вымораживания) их в осадок в виде кристаллов (Савельев, 1971). Наконец, следует указать еще на одну из предпосылок, способствующих активизации процессов минеральных преобразований в подледных условиях: резко полимиктовый состав обломочного моренного материала с весьма различной степенью выветрелости его минеральных компонентов.

Изучение вещественного состава основных морен, проведенное с учетом перечисленных особенностей физико-химической обстановки в толще глетчерного льда, а также подчеркнутых выше главнейших черт формирования основных морен позволило выявить принципиально новые черты ледового типа литогенеза.

Во всяком случае, уже сейчас можно уверенно констатировать, что в подледных условиях происходит не только физическое разрушение обломочного материала, но и весьма характерны процессы химического растворения и синтеза новых минералов<sup>1</sup>.

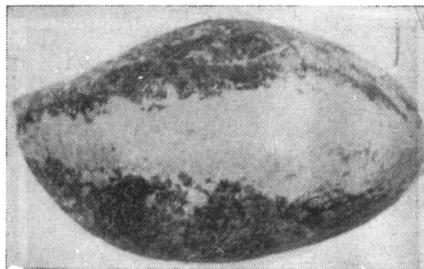
На данной стадии исследований мы обращаем внимание на аутигенные образования карбоната и сульфата кальция, окисные соединения Fe и Ti, коррозию зерен и возникновение регенерационных кайм на обломках калиевых полевых шпатов.

Как правило, основные морены карбонатны, что установлено многочисленными исследователями практически для всех областей плейстоценовых оледенений Северного полушария. В исследованных нами мо-

<sup>1</sup> С этой целью было проведено изучение моренного материала из толщи мореносодержащего льда ледникового покрова юго-западной части Гренландии, плейстоценовых морен района Углич — Рыбинск, а также других районов Русской равнины.

ренах района Углич — Рыбинск, например, карбонатность морен тако- ва, %: калининская — 16,5, московская — 17,7, днепровская — 24,6. Сходная карбонатность морен характерна и для территории Белоруссии (Лукашев, Астапова, 1971).

Карбонатность морен бывает обусловлена присутствием в них облом- ков известняков (реже доломитов), агрегатов и разрозненных зерен кальцита (реже ромбоэдров доломита, неправильных зерен сидерита), известковых остатков фауны и пелитоморфного карбоната, довольно равномерно распределяющегося в глинистой массе морены. Несомненно, что часть карбоната, входящего в общий баланс тонких фракций море- ны, относится к терригенному мате- риалу и возникает в процессе дроб- ления и истирания обломков соответ- ствующих пород. Нередко, напри- мер, в пелитоморфной глинистой карбонатной смеси различаются явно переотложенные мельчайшие кокколиты. Вместе с тем какая-то часть терригенного карбона испыты- вает в подледных условиях и хими- ческое переотложение. Об этом



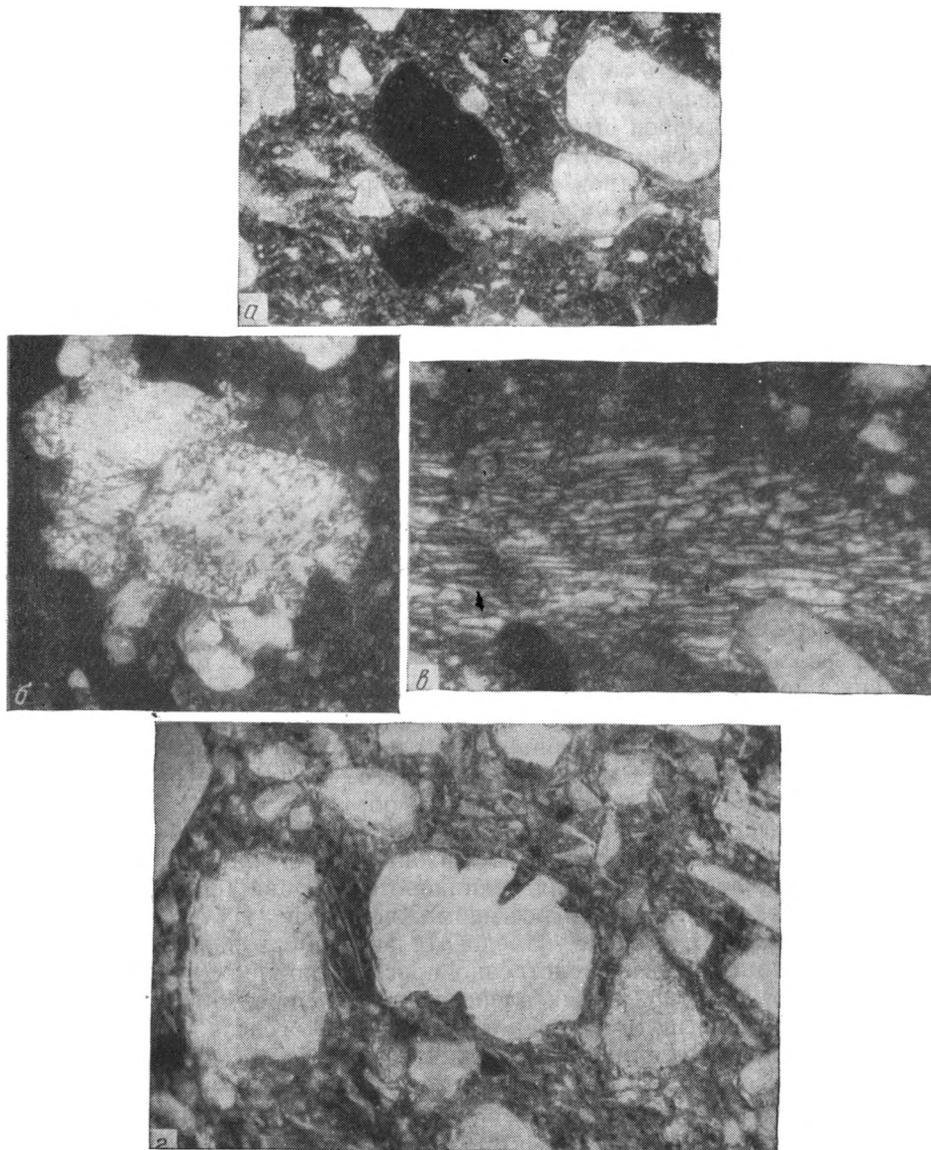
прежде всего свидетельствуют на- блюдавшиеся нами карбонатные «пояски» на валунах в толще море- носодержащего льда гренландского ледникового покрова (фиг. 1). Аналогичного типа «пояски» и пленки аутигенного кальцита были обнаружены на валунах из плейстоценовых морен района Углич — Рыбинск. Кроме того, в этом же районе в ори- ентированных шлифах, изготовленных из образцов морен, наблюдаются аутигенные выделения карбоната кальция, образующие бесформенные криптокристаллические сгустки и линзовидные скопления, вытягиваю- щиеся в направлении движения ледникового покрова (фиг. 2, а). Налет аутигенного карбоната почти всегда можно наблюдать на поверхности плиток в плитчатой морене. Следовательно, образование аутигенных выделений кальцита непосредственно прослежено практически от «жи- вых» ледников до отложенных плейстоценовых морен, что уже само по себе позволяет связывать их с ледовым типом литогенеза.

Фиг. 1. Карбонатный «поясок» на валуне из толщи мореносодержащего льда ледни- ка Фредериксхов — Исблинк, Гренлан- дия

Тем не менее общее впечатление таково, что во время формирования морены процессы массового растворения и химической садки карбона- тов не доминируют. Они обычно начинают развиваться в тех участках формирующегося моренного пласта, где происходит наиболее частое пе- риодическое образование режеляционных вод в ходе послойно-диффе- ренцированного пластического течения льда (на поверхностях плиток). Благоприятны для этих процессов и участки моренного пласта вблизи валунов или отторженцев, являющихся местными упорами и способст- вующими возникновению в толще мореносодержащего льда дополни- тельного давления и образованию режеляционной воды. Последняя бы- вает достаточно агрессивной вследствие значительного содержания в ней  $\text{CO}_2$ . Это обеспечивает растворение терригенного карбоната в уча- стках наиболее частого появления режеляционных вод и выпадения его в осадок по мере спада возникающих в толще льда напряжений и за- мерзания талых вод.

Для морены московского оледенения в районе Углич — Рыбинск весь- ма характерно обогащение ее юрскими глинами. В связи с этим она су- щественно отличается от калининской и днепровской морен более тем- ной окраской с преобладанием серых оттенков. В шлифах из этой море- ны был обнаружен аутигенный гипс. Надо отметить, что в литературе неоднократно отмечалось наличие в моренах новообразований гипса, но

Для морены московского оледенения в районе Углич — Рыбинск весь- ма характерно обогащение ее юрскими глинами. В связи с этим она су- щественно отличается от калининской и днепровской морен более тем- ной окраской с преобладанием серых оттенков. В шлифах из этой море- ны был обнаружен аутигенный гипс. Надо отметить, что в литературе неоднократно отмечалось наличие в моренах новообразований гипса, но



Фиг. 2. Минеральные преобразования в морене: а — линзовидные скопления аутигенного тонкозернистого кальцита николь один,  $\times 350$ ; б, в — аутигенные выделения гипса, николь два,  $\times 660$ ; г — корродированное зерно кварца, николь один,  $\times 360$

возникновение его связывалось обычно с гипергенными процессами: выветриванием пирита, миграцией сульфатных растворов и т. д. (Sitler, 1963). В рассматриваемом же случае выделения гипса, вероятнее всего, синхронны формированию моренной толщи и, таким образом, связываются нами с ледовым литогенезом.

Обнаруженные в шлифах, изготовленных из московской морены, аутигенные новообразования гипса не имеют видимой связи с ее участками, затронутыми гипергенными процессами. Более того, встречающиеся в морене зерна пирита (разной степени окисленности) не обнаруживают пространственной связи с кристаллами гипса. Интересно также, что аутигенный гипс не приурочен к каким-либо гляциодинамическим

текстурам или ослабленным зонам моренного пласта, с которыми можно связывать миграцию сульфатных растворов.

Обнаруженные выделения гипса обычно приурочены к основному матриксу морены. Представлены они хорошо образованными моноклинными кристаллами и их агрегатами (фиг. 2, б, в). Кристаллы гипса чистые, почти лишены включений пелитовых частиц. Только изредка в них попадаются отдельные зерна кварца или полевых шпатов алевроитовой размерности. Некоторые кристаллы гипса развиваются вокруг различных обломочных зерен. В гипсовых агрегатах между кристаллическими индивидуумами бывает зажата известково-глинистая моренная масса.

Все эти особенности гипса несомненно свидетельствуют о его аутигенной природе. По нашему мнению, образование гипса происходило тогда, когда моренная масса еще была достаточно податлива и могла свободно «раздвигаться» растущими кристаллами. Видимо, поэтому последние и получили рафинированно чистыми, прекрасно ограниченными.

Представляется несомненным, что появление аутигенного гипса в морене московского оледенения связано прежде всего с ассимиляцией ею юрских глин, в которых имеется гипс. При этом вследствие большого внутреннего трения, существовавшего в движущейся моренной массе, происходило разрушение захваченных кристаллов гипса из юрских пород, растворение гипсового «порошка» в режеляционных водах и выпадение его снова в осадок в тех участках моренного пласта, где достигалась необходимая для этого концентрация. Не исключено, что этот процесс стимулировался также частично и остаточными соленосными водами, которые могли отжиматься из обломков захваченных глинистых гипсоносных юрских пород под воздействием стресса движущегося ледникового покрова.

Теперь остановимся еще на одном очень интересном явлении, связанном с преобразованием в подледных условиях алевропелитовых частиц унаследованных слоистых силикатов и сопровождающим этот процесс аутигенным выделением окисных соединений Fe и Ti. Разбор этого явления не только дополняет общую характеристику ледового типа литогенеза, но и позволяет принципиально по-иному объяснить возникновение весьма характерной бурой или коричневатой окраски моренных толщ.

Многие исследователи видят прямую преемственность окраски морен от подстилающих пород. Действительно, в целом ряде случаев такая непосредственная связь весьма характерна. Вместе с тем известно, что на больших площадях, покрывавшихся плейстоценовыми оледенениями, часто общий фон окраски морен бывает близок к бурому или буровато-коричневому цвету и, таким образом, не отражает прямой связи с подстилающими породами. В этом случае окраску морен определяет в основном пелитоморфная минеральная масса, в которую погружен кластический материал. В пелитоморфной минеральной массе морены (даже не затронутой почвенными процессами) всегда присутствуют гидроокислы Fe, не только захваченные из подстилающих пород, но и аутигенные, значительная часть которых, видимо, образовалась еще в ходе ледового литогенеза.

Они дают бесформенные пятна, пленки на отдельных зернах, образуют расплывчатые ореолы вокруг точечных зернышек железистых карбонатов, слюдястых пластинок, а также входят в тонкую смесь с дисперсными глинистыми частицами основной ткани морены. Все эти железистые новообразования и обуславливают бурые или коричневатые оттенки основной морены.

Просмотр шлифов выявил резкие различия в степени выветрелости слюд. Пластинки бесцветных слюд (мусковитового ряда) обычно имеют четкие прямолинейные очертания, и лишь изредка вокруг них можно заметить тонкоагрегатную гидрослюдистую оболочку. В тех же шлифах

пластинки цветных слюд алевритовой и пелитовой размерности обнаруживают значительные изменения: обесцвечены, проявляют пониженные цвета интерференции, имеют расплывчатые края и частично, а иногда и полностью сливаются с основной глинистой массой цемента. В последнем случае только при скрещенных николях можно уловить слабые реликты исходной слюистой пластинки.

Интересно, что вблизи сильноизмененных слюистых частиц глинистая масса бывает особенно сильно ожелезнена. Здесь же встречаются и мельчайшие агрегаты — «узелки» минералов анатаз-брукитовой группы. Поэтому можно думать, что общая направленность изменения в морене терригенных цветных слюд (биотитового рода) близка к схеме А. Г. Коссовской (1936): гидратация, хлоритизация, стадийный переход триоктаэдрических разностей в диоктаэдрические-монтмориллонит-гидрослюистые фазы. При этом из кристаллической решетки биотита высвобождаются Fe и Ti, которые в силу своей слабой подвижности сразу выпадают в окисной форме. Заметим, что мельчайшие, иногда, даже при сильных увеличениях, почти точечные, титанистые агрегаты обнаруживаются в ожелезненной глинистой моренной массе и вне зависимости от видимых пластинок цветных слюд. По-видимому, общая равномерная пигментация гидроокислами Fe глинистой части морены и рассеянные в ней титанистые новообразования — результат процесса деградации триоктаэдрических слоистых силикатов, предварительно измельченных до тонкодисперсного состояния.

Анализ литературы показывает, что во всех районах плейстоценовых материковых оледенений в пелитовой фракции морен преобладают диоктаэдрические смешанослойные образования типа гидрослюда-монтмориллонит. Отсюда можно думать, что намеченный процесс преобразования слюд весьма характерен для основных морен. Более того, имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют говорить о том, что этот процесс конседиментационный с основной мореной и является, таким образом, одной из характерных черт ледового типа литогенеза. Особенно убеждают нас в этом результаты проведенных А. Г. Коссовской рентгеноструктурных исследований глинистых фракций ряда образцов, собранных нами в Гренландии (район ледника Фредериксхоб — Исблинк). А. Г. Коссовской были переданы образцы из толщи мореносдержавшего льда, искусственные протоочки из широко распространенных здесь докембрийских гнейсов, по которым движется ледник, а также наилок из современных флювиогляциальных отложений, приледниковых водоемов и небольших пересыхающих луж на поверхности бараньих лбов.

Эти исследования выявили определенную тенденцию постепенного преобразования биотита, изобилующего в гнейсах, в смешанослойные фазы монтмориллонит-гидрослюда. Несомненно важным оказалось появление смешанослойных образований в мелкоземе толщи мореносдержавшего льда, что четко выражается на дифрактограммах образцов в раздвоении рефлексов (060): одного со значением 1,53 Å и другого — 1,50 Å. Отсутствие подобных преобразований биотита в образцах с верхних частей бараньих лбов, находившихся вне связи с современными водно-ледниковыми потоками, по-видимому, позволяет связывать их появление с внутриледниковой обстановкой, т. е. непосредственно с ледовым типом литогенеза.

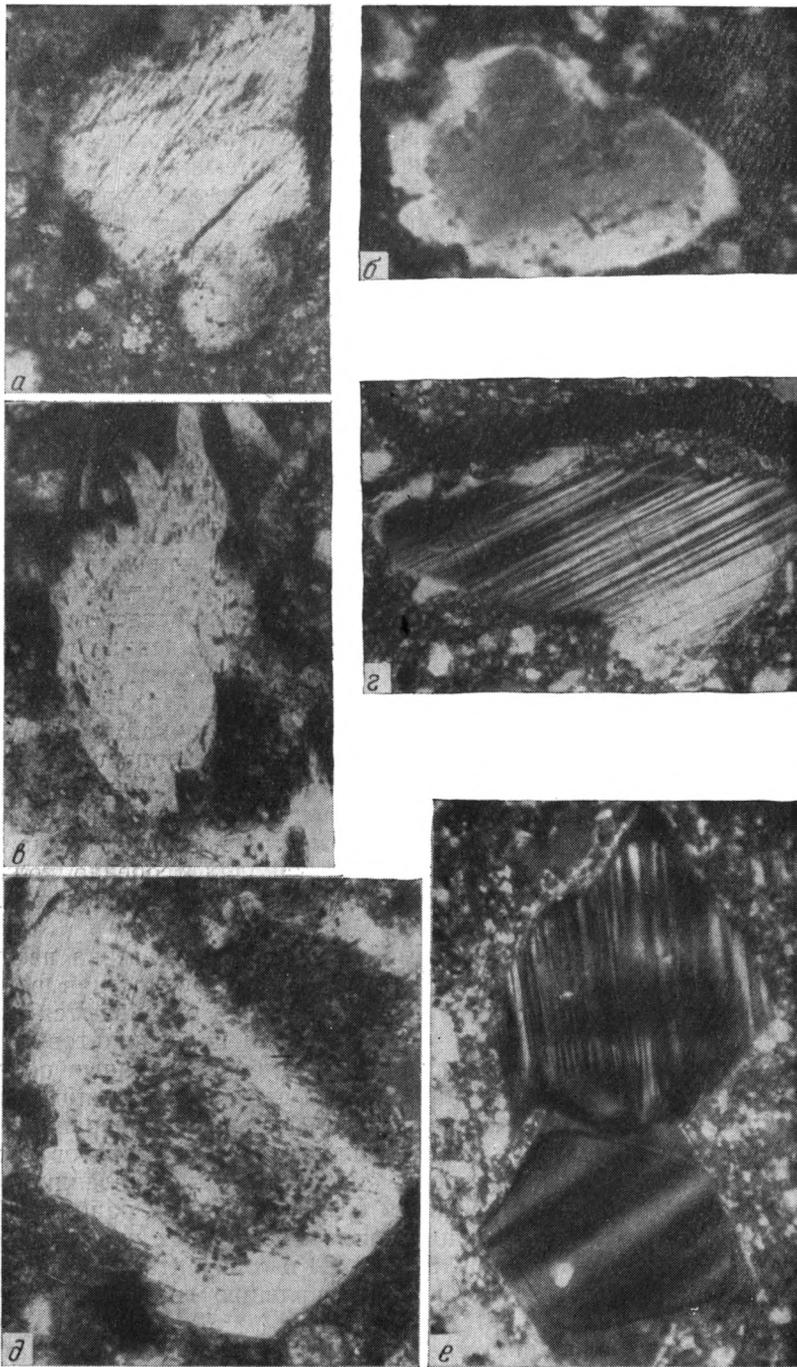
В процессе формирования основной морены происходит дробление и истирание обломочного материала всего гранулометрического спектра. Нередко в шлифах можно наблюдать различные стадии отчленения мельчайших фрагментов от обломочков пород и минералов. В литературе высказывались соображения о том, что истирание моренных частиц происходит преимущественно до алевритовой размерности. Однако есть основания думать, что оно не ограничивается такими узкими пре-

делами. Во всяком случае, многочисленные опубликованные результаты рентгеноструктурных исследований пелитовой фракции морен, известные сейчас практически для всего Северного полушария, показывают постоянное присутствие в рентгенограммах кварца, полевых шпатов и т. д. Но этим процесс преобразования обломочного материала в ходе ледникового транспорта не ограничивается. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют утверждать, что некоторые зерна минералов, в частности кварца, могут подвергаться частичному растворению. Об этом свидетельствует прежде всего наличие явно корродированных зерен кварца (фиг. 2, *г*), а также свободного аморфного  $\text{SiO}_2$ , уловимого химическим анализом в пелитоморфной моренной массе. В этой же связи чрезвычайно важно обратить внимание на результаты наших наблюдений над содержащимися в морене обломочными зернами калиевых полевых шпатов.

На основании изучения шлифов из большого числа образцов разновозрастных морен мы убедились в том, что нередко на мелкопесчаных зернах калиевых полевых шпатов (особенно микроклина) можно видеть новообразованные регенерационные каемки. Степень их развития бывает разной. В одних случаях фиксируется лишь частичное обрастание зерен — появление «зубчатой» каемки (фиг. 3, *а*) или каемки (фиг. 3, *б—г*) в виде так называемых языков пламени (Копелиович, 1965), в других — зерна регенерированы полнее, кайма приобретает прямолинейные очертания и отчетливо выделяется основная тенденция в ее развитии — воссоздание кристаллической огранки минерала (фиг. 3, *д, е*). Показатели преломления минерального вещества каймы и самого полевошпатового зерна совпадают. В проходящем свете кайма выделяется своей чистотой и прозрачностью, и поэтому в регенерированном зерне обычно хорошо заметен первичный контур обломка. При скрещенных николях видно, что часто оптическая ориентировка вещества каймы и основного зерна почти, а то и совсем совпадают и тогда кайма слабо различима. Зато только при скрещенных николях особенно подчеркивается внешний ее рисунок. Нам удалось определить, что минеральное вещество каймы двуосно,  $2V = -72^\circ$ .

Словом, идентичность составов каймы и основного зерна несомненны. Укажем на следующие существенные закономерности в развитии этих кайм. Прежде всего, регенерационные каемки развиваются избирательно: они обычны только для мелкопесчаных полевошпатовых зерен (0,25—0,15 мм) и совсем не встречаются на более крупных обломках того же состава. Далее, чем гуще включены песчаные обломки в известково-глинистую массу морены, тем сильнее развита регенерация. Наконец, разрастание обломочных зерен калиевых полевых шпатов энергичнее всего идет в направлении, перпендикулярном направлению движения ледника. В связи с последним обстоятельством наиболее часто регенерационные каемки на зернах калиевых полевых шпатов встречаются в тех шлифах, которые были сделаны в горизонтальной плоскости или в плоскости, перпендикулярной направлению движения мореносодержащего льда.

Пожалуй, нет оснований сомневаться в том, что описанная нами регенерация обломочных зерен калиевого полевого шпата происходила *in situ*, во время формирования морены. Тем не менее объяснить это явление какими-либо процессами чисто осадочного характера очень трудно. Если же принять во внимание значительное динамическое напряжение, которое испытывает минеральная масса в движущемся леднике, то рассматриваемое явление понятно: это закономерное следствие так называемых непрямых компонентальных движений, возникающих при одностороннем давлении (Елисеев, 1963). Явления растворения и направленного разрастания при метаморфизме под влиянием одностороннего давления объясняются неодинаковым его воздействием на по-



**Фиг. 3.** Регенерация обломочных зерен калиевого полевого шпата: а — «зубчатая», слабо-выраженная регенерационная кайма, николя два,  $\times 800$ ; б — кайма регенерации в виде «языков пламени», николя два,  $\times 700$ ; в — кайма регенерации в виде «языков пламени», николя один,  $\times 800$ ; г — кайма регенерации в виде «языков пламени», николя два,  $\times 400$ ; д — кайма регенерации хорошо развитая, николя один,  $\times 850$ ; е — воссоздание регенерационной каймой кристаллической огранки минерала, николя два,  $\times 800$

верхность зерен. На тех из них, которые испытывают максимальный стресс, происходит растворение. Миграция растворенного вещества идет в направлении к участкам поверхности зерен, находящимся в «стрессовой тени», где увеличивается концентрация раствора и возникают условия, благоприятствующие кристаллизации вещества (Елисеев, 1963). Такое объяснение развития порфиروبластов вполне применимо и к рассматриваемому нами случаю регенерации обломочных зерен калиевых полевых шпатов. Отсюда мы приходим к выводу, что присутствие в моренах регенерированных *in situ* обломочных зерен калиевого полевого шпата с закономерной ориентировкой новообразованных каемок служит одним из доказательств того, что во время формирования основных морен происходит имитация процессов катакластического метаморфизма (под влиянием вертикального и бокового давлений).

В заключение остановимся на важнейших результатах, позволяющих отметить главнейшие черты ледового типа литогенеза, выявленные на основании изучения основных морен. В этой связи необходимо подчеркнуть, что процесс формирования основных морен существенно отличается от осадочного, свойственного водной и субаэральной обстановкам. Его специфика заключается в невозможности разграничения не только стадий транспорта и осадконакопления моренного материала, но и стадии диагенеза. Далее, поскольку преобразование мореносодержащего льда в отложенную морену происходит под движущимся льдом, сам осадочный процесс в ледовой обстановке происходит при постоянном воздействии горизонтальных градиентов давления, оказывающих значительное боковое давление на транспортируемый и откладываемый моренный материал. При этом в процессе формирования морены имитируются некоторые явления катакластического метаморфизма, который, как известно, происходит при низких температурах и доминирующей роли одностороннего бокового давления (Елисеев, 1963). Действительно, как было показано выше, «готовая» основная морена наделена многими признаками, характерными для пород, подвергнувшихся катакластическому метаморфизму (гляциодинамические текстуры, зеркала скольжения на плоскостях плитчатой отдельности, повышенная плотность и т. д.). Особенно важно подчеркнуть, что сходство основных морен с породами деструктивного метаморфизма отчетливо проявляется не только в их макростроении, но и в характере минеральных преобразований. Таким образом, по нашим представлениям, осадочный процесс, свойственный ледовой обстановке, характеризуется моделированием некоторых глубинных процессов, происходящих обычно в земной коре.

В этой связи основная морена занимает как бы промежуточное положение между чисто осадочными и метаморфическими породами, поскольку ее накопление сопровождается конседиментационным гляцио-катакластическим (или гляциострессовым) метаморфизмом.

## ЛИТЕРАТУРА

- Елисеев В. И. *Метаморфизм*. Л., «Недра», 1963.
- Зотиков И. А. Донное таяние в центральной зоне ледяного щита Антарктиды и его влияние на современный баланс массы льда.— *Материалы гляциологических исследований*, Хроника и обсуждения, 1964, 10.
- Калесник С. В. *Очерки гляциологии*. М., Географгиз, 1963.
- Копелиович А. В. Диагенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— *Тр. ГИН АН СССР*, М., 1965, вып. 121.
- Коссовская А. Г. Типизация и генетическое значение смешаннослойных минералов глин.— В кн.: *Физические методы исследования минералов осадочных пород*. М., «Наука», 1966.
- Лаврушин Ю. А. Отражение динамики движения ледника в строении донной морены.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1970, № 1.
- Лаврушин Ю. А. Опыт выделения динамических фаций и субфаций в донной морене материковых оледенений.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1970, № 6.

- Лукашев К. И., Астапова С. Д.* Геохимические особенности моренного литогенеза. Минск, «Наука и техника», 1971.
- Лэнгуэй Ч.* Некоторые физические и химические исследования 411-метровой скважины в Гренландии и их значение для проблемы аккумуляции.— В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. М., «Прогресс», 1964.
- Савельев Б. А.* Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых горных пород. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Степанов И. Н.* О процессах выветривания в ледовом типе литогенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шумский П. А.* Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шумский П. А.* Динамическая гляциология. М., ВИНТИ, 1969.
- Carruthers R. G.* Glacial drifts and the undermelt theory. Newcastle, 1953.
- Gorham E.* Soluble salts in a temperate glacier.— Tellus, 1958, v. 10, No. 4.
- Harrison P. M.* A clay till fabric: its character and origin.— J. Geology, 1957, v. 65, No. 3.
- Hoppe G.* Problemes of glacial morphology and the ice age.— Geogr. Annal., 1957, 39, 1—18.
- Lorius C., Baudin G., Gittanova J.* Impuretes solubles contenues dans la glace de l'Antarctique.— Extrait Tullus, XXI, 1969—1.
- Seifert G.* Das mikroskopische Korngefuge des Geschiebenmergels als Abbild der Eisbewegung.— Meyniana, 1954, 2.
- Sittler R. F.* Petrography of till from Ohio and Pennsylvania. J. Sediment Petrol., 1963, v. 33, p. 365—379.
- Sittler R. F.* Glacial till in oriented thin section.— XXIII Internat. Geol. Congr., 1968, v. 8, p. 283—295.
- Statt R. M.* Geochemistry of meltwater streams from nine alaskan glaciers.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, No. 4, p. 1125—1131.
- Weertman J.* Sliding of nontemperate glaciers.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72, No. 2.

Геологический институт АН СССР  
Москва

Дата поступления  
8.IV.1974

УДК 552.313.8(235.2)

## ОТЛОЖЕНИЯ РАСКАЛЕННЫХ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОТОКОВ КУРАМИНСКОГО И ЧАТКАЛЬСКОГО ХРЕБТОВ

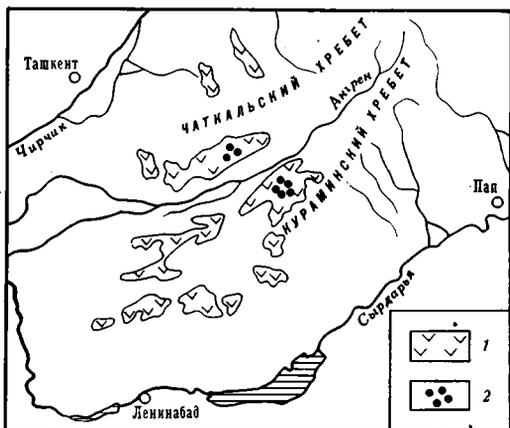
Л. Н. КОТОВА

Приводится литологическая характеристика шаровых агломератов. Петрографический и фашиальный анализы позволили установить пирокластическую природу этих образований и отнести их к генетическому типу отложений раскаленных пирокластических потоков. Установлен вулканический центр извержений; прослежены латеральные изменения отложений при удалении от него. Определение критериев для выделения названного типа отложений имеет большое значение, так как подобные отложения обычно диагностируются как конгломераты, в связи с чем искажается палеовулканология и палеогеография района, делаются неправильные стратиграфические выводы.

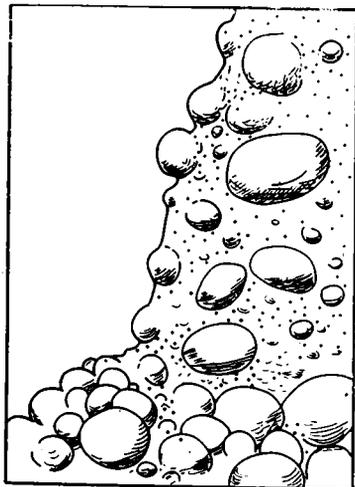
Отложения раскаленных пирокластических потоков и их переотложенные аналоги (тефрогенные конгломераты и песчаники) развиты в верхнепалеозойской вулканогенно-обломочной формации в Кураминском (бассейн р. Нишбаш) и Чаткальском (бассейн р. Карабау) хребтах (фиг. 1). В тектоническом отношении упомянутые районы находятся в пределах выделенной В. И. Поповым Кураминской подзоны Срединного Тянь-Шаня (Попов, 1938). Названная формация образовалась в течение среднего и позднего карбона, перми и раннего триаса под влиянием интенсивного вулканизма в условиях воздымавшейся суши. Формация отличается очень большой сложностью и изменчивостью; ее мощность до 5—8 км.

В основании формации залегает комплекс вулканитов среднего состава мощностью до 3—4 км, в котором снизу вверх выделяются три свиты: минбулакская (низы среднего карбона), акчинская (средний карбон) и надакская (верхи среднего и низы верхнего карбона). Нижние две свиты литологически очень сходны и представлены главным образом вулканитами андезитового и дацитового составов. К надакской свите относят конгломераты и песчаники, в ряде мест перемежающиеся с эффузивами среднего и щелочного составов. Завершается формация комплексом преимущественно кислых (риолитовых и трахириолитовых) и реже средних вулканитов, в котором снизу вверх выделяются следующие свиты: оясайская (верхний карбон), шурабсайская (нижняя пермь), равашская (верхняя пермь) и кызылнуринская (нижний триас).

Исучаемые отложения приурочены к области максимального развития образований акчинской свиты. Они занимают четкое стратиграфическое положение, согласно ложась на эффузивы акчинской и перекрываясь отложениями оясайской свиты. Это своеобразные обломочные породы, обычно определяемые как конгломераты или туфоконгломераты. Они состоят из шарообразных или хорошо округленных псефитовых обломков андезито-дацитовых порфиритов размером 1—30, иногда до 80—100 см, погруженных в более или менее обильную связующую массу алевроито-псаммитовой размерности. Цвет породы красновато-бурый,



Фиг. 1. Месторасположение выходов шаровых агломератов  
1 — акчинская свита; 2 — шаровые агломераты



Фиг. 2. Обнажение неспекшихся шаровых агломератов

серый, серовато-лиловый, иногда пестрый (в серой связующей массе красновато-бурые обломки или наоборот). Обычно на поверхности обнажений шарообразные обломки, покрытые железистой красновато-коричневой корочкой, торчат из более рыхлой выветрелой связующей массы (фиг. 2). Такие обломки (шары) легко «вышелушиваются» и скапливаются у подножия обнажений. Но в некоторых обнажениях или на отдельных участках, где связующая масса плотная, плоскость обнажения сечет не только связующую массу, но и обломки.

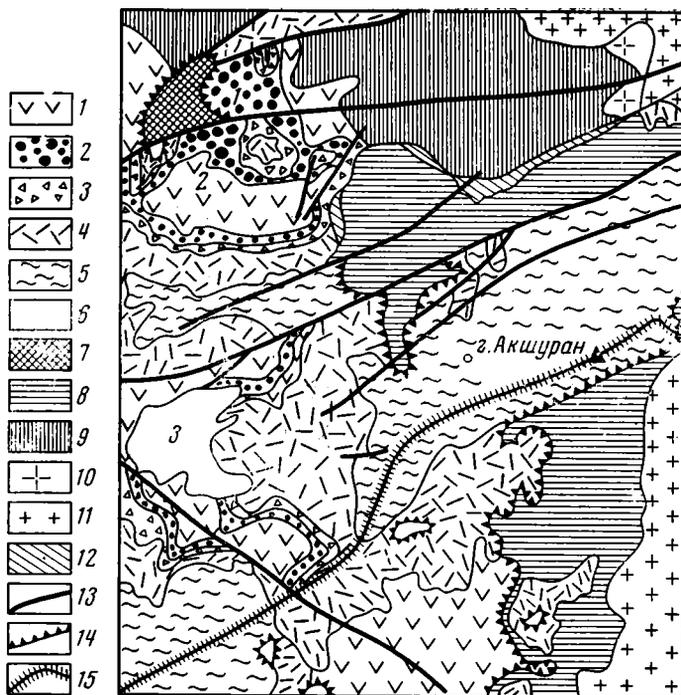
Эти отложения, как будет показано ниже, не являются конгломератами, и мы будем называть их «шаровыми агломератами». Это название породы представляется наиболее удачным, так как указывает на ее обломочную псефитовую структуру, подчеркивая в то же время специфическую шаровую форму обломков. Ниже приводится описание шаровых агломератов Кураминского и Чаткальского хребтов.

### КУРАМИНСКИЙ ХРЕБЕТ

В пределах Кураминского хребта шаровые агломераты развиты особенно широко. С целью проследить их латеральные изменения описание дается по трем участкам (фиг. 3). Участок 1 (левобережье р. Лояк) и находящийся рядом участок 2 (правобережье р. Лошкерек) расположены северо-западнее горы Акшуран, участок 3 (руч. Янгаклы), отстоящий от первых двух на 10—15 км, — западнее этой горы.

**Описание участков.** Участок 1. Шаровые агломераты слагают здесь толщу мощностью 80—100 м. Породы образуют скальные выходы в виде огромных башен высотой 50—75 м. Псефитовые обломки шарообразной формы состоят из андезито-дацитовых порфиритов. Многие из обломков имеют корочку закалки в 0,7—1,5 см. Связующая масса туфовая, очень плотная, местами спекшаяся. Для этого участка очень характерна массивная текстура всей толщи без следов слоистости и сортировки обломочного материала.

Участок 2. В 0,5—1,5 км южнее предыдущего обнажения шаровые агломераты слагают толщу мощностью 30—60 м. В нижней части разреза мощностью 20—40 м развиты те же, что и на участке 1, массив-

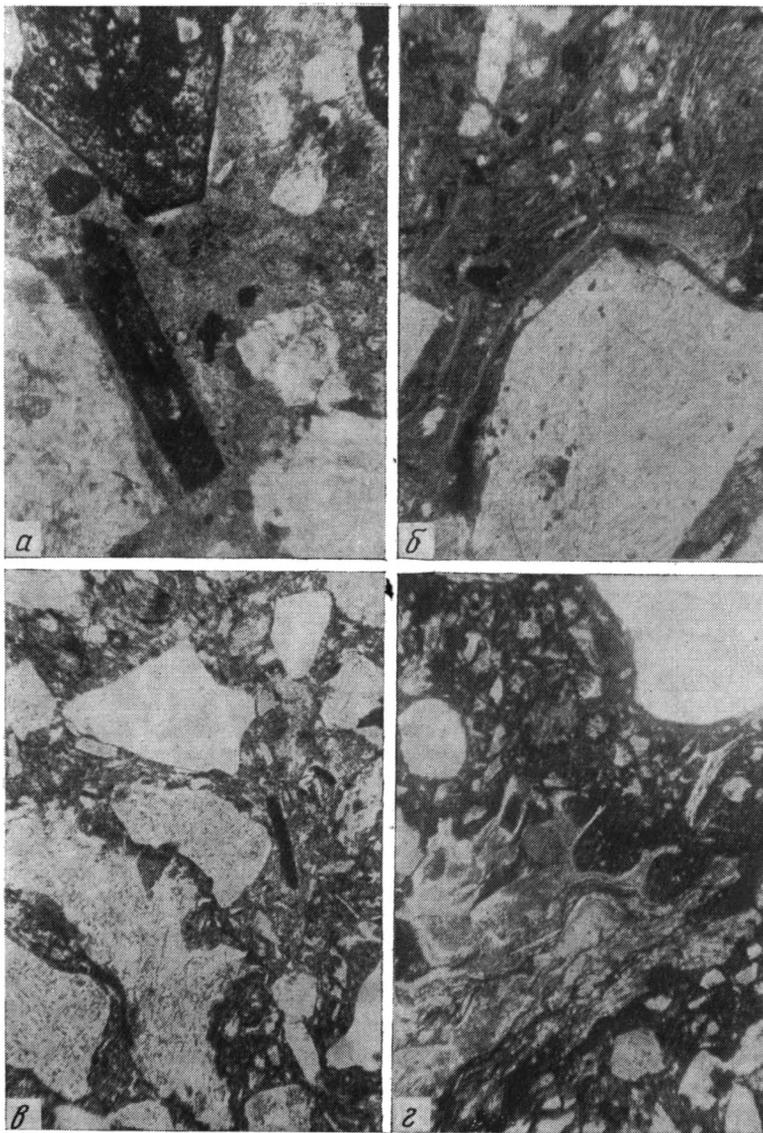


Фиг. 3. Схема геологического строения района горы Акшуран, по В. Н. Ткачеву (с дополнениями автора)

1 — андезитовые порфириты акчинской свиты; 2 — шаровые агломераты акчинской свиты; 3 — туфовые брекчии оясайской свиты; 4 — туфы кварцевых порфиров оясайской свиты; 5 — игнимбриты кызылнуринской свиты; 6 — четвертичные отложения; 7 — ксенотуфы жерловой фации; 8 — некки кварцевых порфиров; 9 — кварцевые диорит-порфиры (субвулканические аналоги акчинской свиты); 10 — пермские гранодиорит-порфиры; 11 — нижнетриасовые сиенит-диориты; 12 — кольцевая дайка кварцевых порфиров; 13 — разрывные нарушения; 14 — границы неков и палеожерловин; 15 — ось Кураминского хребта; цифры на карте — номера участков, описанных в тексте

ные разности шаровых агломератов. Однако в толще появляется очень неотчетливая линзовидная слоистость, обусловленная некоторой дифференциацией обломочного материала по размерности: среди хаотических разнообломочных пород были встречены линзы, в которых преобладали более крупные обломки — до 1 м. В верхней части разреза (10—30 м) шаровые агломераты перемежаются с прослоями и линзами андезитовых порфиритов и их туфов. Для этого участка характерна также тесная ассоциация шаровых агломератов с красно-бурыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, с которыми они не только чередуются в разрезе, но и связаны латеральными взаимоотношениями. Красные и бурые песчаники, гравелиты и конгломераты залегают в виде невыдержанных прослоев и линз обычно небольшой мощности: от нескольких десятков сантиметров до первых метров.

Участок 3. В 10—15 км южнее предыдущих обнажений мощность толщи шаровых агломератов сокращается в 5—10 раз и обычно не более 10—20 м; сильно меняется и облик рассматриваемых отложений. Состав шаровых агломератов остается тем же, однако характерно, что размер округленных обломков здесь уже редко более 15 см. Обычно породы сложены шариками андезито-дацитовых порфиритов в 1—5 см, причем для каждого слоя характерны свои гранулометрические пределы. Сферические фрагменты порфиритов имеют монокристаллическое либо (чаще) кон-



Фиг. 4. Микроструктура обломков и связующей массы шаровых агломератов (без анализатора)

Андезито-дацитовый порфирит из сферического обломка,  $\times 100$ : а — вкрапленники роговой обманки и плагиоклаза погружены в гиалиновую основную массу; б — видна флюидалность, возникшая в связи с вторичным расплавлением породы. Связующая туфовая масса шарового агломерата,  $\times 50$ : в, г — фрагменты пемзы, витрические черепки, кристаллокласты

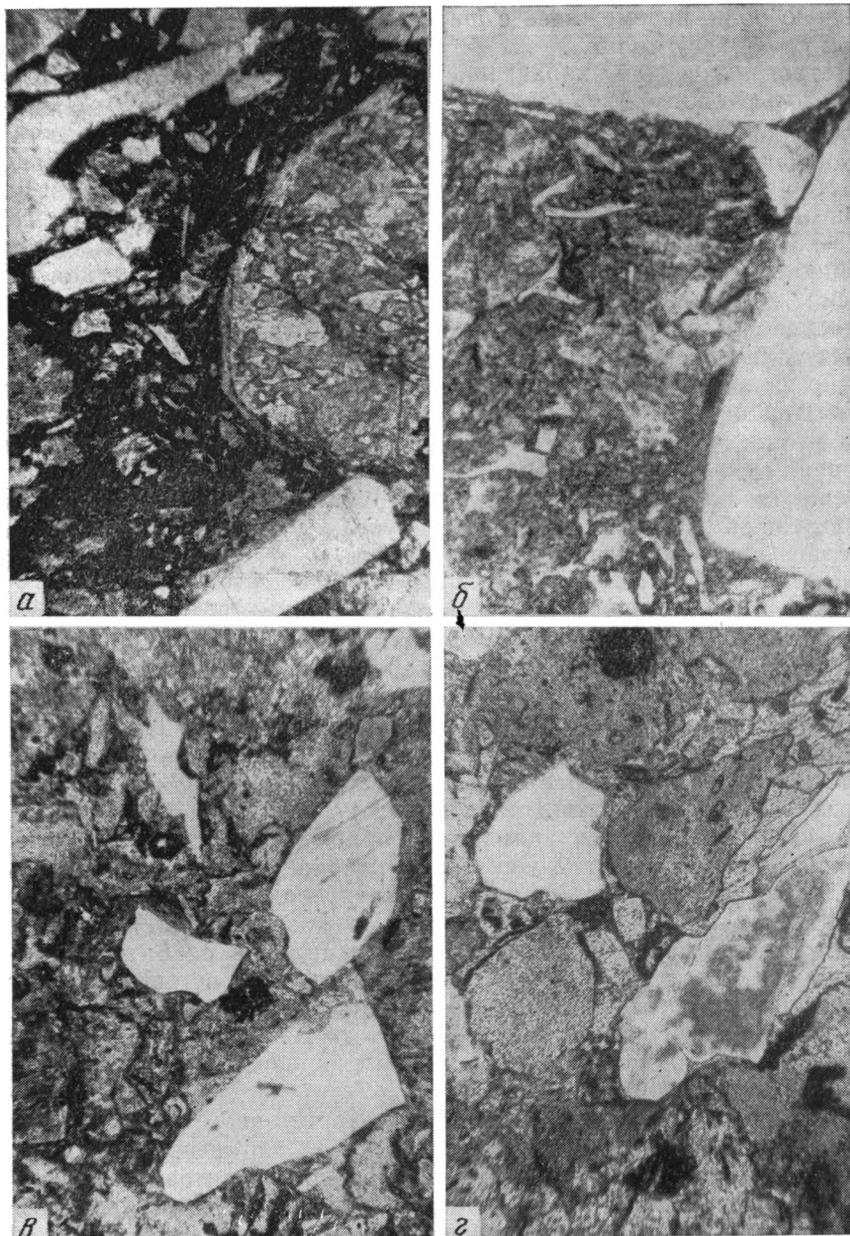
центрическое строение. В последнем случае в них отчетливо различается ядро и оболочка, между которыми обычно находится небольшая полость, тяготеющая к какой-либо стороне и ничем не заполненная. Связующая масса этих мелкообломочных шаровых агломератов туфовая и не испытывает существенных изменений по сравнению с таковой в крупнообломочных разностях, развитых севернее, на участках 1 и 2. Шаровые агломераты на участке 3 также ассоциируют с красными и красноупыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, аналогичными упомянутому выше. Характерно, что в разрезе они играют значительно

большую роль, перемежаясь с шаровыми агломератами либо почти целиком слагая всю толщу.

**Петрографическая характеристика.** Шаровые агломераты. *Псефитовые обломки* шаровых агломератов однообразны: они все состоят из андезито-дацитовых порфиритов, очень сходных по структуре. Вкрапленники порфиритов, занимающие 10—15% площади шлифа, представлены в основном плагиоклазом и единичными кристаллами роговой обманки (фиг. 4, а). Плагиоклаз (андезин № 30—35 и олигоклаз № 25—30) широкотаблитчатый — 0,5—1,5 мм, с хорошо выраженной зональностью иногда образует гломеропорфиривые сростки, как правило, сильно изменен; на отдельных участках шлифа видно, что по нему интенсивно развивается кальцит. Роговая обманка базальтическая, образует удлиненные шестоватые кристаллы в 1,5—2 мм (по длинной оси), обычно сильно изменена: замещена хлоритом, магнетитом и кальцитом. В небольшом количестве присутствует ксеноморфный кварц и встречаются мелкие чешуйки биотита. Основная масса в порфиритах гиалопилитовая, гиолиновая, реже микролитовая. Довольно часто в шлифах встречаются участки с эвтакситовой структурой (фиг. 4, б). Она свидетельствует об очень высокой температуре, в результате которой в породе, слагающей обломки, стали возникать очаги вторичного расплавления.

*Связующая масса* шаровых агломератов представляет собой литокристаллокластический туф псаммито-алевритовой размерности (фиг. 4, в). Количество литических фрагментов и кристаллокластов примерно одинаковое. Кристаллокласты связующей массы представлены андезином (№ 30—35) и олигоклазом (№ 25—30). Многие из них характеризуются правильной кристаллографической формой; обычно это широкотаблитчатые кристаллы, иногда с зональным строением; размер их не более 1,5 мм. Обломки кристаллов разломлены по спайности и несколько реже поперек ее. Встречаются удлиненные обломки шестоватых кристаллов роговой обманки, округленные зерна кварца и пемзовые фрагменты (фиг. 4, г). Литические обломки по составу однообразны и представлены андезито-дацитовыми порфиритами, в различной степени измененными. Их форма неправильная, угловатая или слабо округленная, оплавленная (фиг. 5, а). В небольшом количестве встречается рогульчатые черепки измененного стекла (фиг. 5, б). Характер вторичного изменения в туфе связующей массы тот же, что и в порфиритах псефитовых обломков, но степень измененности здесь значительно большая.

Сравнение состава псефитовых и алеврито-псаммитовых обломков шаровых агломератов приводит к выводу об их идентичности (и те и другие представлены фрагментами андезито-дацитовых порфиритов сходной структуры), что позволяет говорить об их генетической близости. Можно считать, что не только туф, слагающий связующую массу, но и шаровые обломки порфиритов, т. е. вся порода в целом, имеет пирокластическую природу. Однако отождествлять шаровые агломераты с агломератовыми туфами нельзя. Последние, как известно, образуются при обычных эксплозиях, когда взрывается часть вулканической постройки. В этом случае образуются угловатые обломки резургентных пород. В шаровых же агломератах состав обломков однороден, а их форма сферическая или приближающаяся к ней. Такие обломки могли образоваться только из однородного ювенильного материала. Специфическая шаровая форма обломков может быть объяснена сравнительно высокой температурой извергавшегося ювенильного материала, который находился, однако, не в расплавленном, а лишь в какой-то степени пластическом состоянии, вследствие чего обломки и приобрели свою специфическую шаровую форму. Встреченные в обломках участки вторичного расплавления и корки закалки указывают на то, что в процессе извер-



Фиг. 5. Микроструктура шаровых агломератов и тефтогенных песчаников, (без анализатора)

Связующая туфовая масса шарового агломерата: *а* — округленный обломок порфирита с корочкой закалки,  $\times 100$ ; *б* — витрические черепки между зернами кварца,  $\times 100$ . Тефтогенный песчаник: *в*, *г* — характер окатанности обломков,  $\times 50$

жения происходил вторичный разогрев извергнутого, ювенильного материала.

Ища аналоги в современных вулканических образованиях и процессах, приходим к выводу, что в областях активного современного вулканизма известны извержения, дающие вулканический материал такого же типа. Это извержения раскаленных пирокластических потоков, достаточно хорошо изученные на примере извержений 1956—1963 гг. вул-

кана Безымянного (Малеев, 1969). Такие извержения обычно связаны с развитием экструзивных куполов. Вулканический материал — пирокластический — образуется при взрыве из ювенильной, в той или иной степени затвердевшей лавы купола или его очага и отличается однородностью. Взрыв направленный, вследствие чего вся масса пирокластики транспортируется в виде потока. Высокая температура, характерная для пирокластического потока, определяется не только самим извержением, но, видимо, поддерживается благодаря широко развитым явлениям вторичного разогрева. В этой связи понятной становится специфичная округленная форма обломков потока. Во-первых, она могла получиться при фрагментации раскаленного и потому в какой-то степени пластичного ювенильного материала. Во-вторых, фрагменты раскаленной породы в плотной массе движущегося пирокластического материала потока интенсивно обтирались и оббивались, приобретая в конце концов правильную сферическую или приближающуюся к ней форму.

Таким образом, шаровые агломераты, внешне очень похожие на конгломерат, образовались не в результате окатывания обломков водой, а из пирокластического раскаленного потока и представляют собой генетический тип отложений раскаленных пирокластических потоков.

Тефрогенные песчаники, гравелиты, конгломераты. Состав обломочного материала песчаников, гравелитов и конгломератов, ассоциирующих с шаровыми агломератами, довольно точно соответствует таковому последних (фиг. 5, в, г). Литические фрагменты (псефитовые и псаммитовые), составляющие основную массу породы, состоят из тех же, что и в шаровых агломератах, андезитов-дацитовых порфиринов, довольно однообразных по своей структуре. Кристаллокласты представлены андезитом, олигоклазом и реже роговой обманкой. Однако обломочный материал изменен более интенсивно, чем в шаровых агломератах, хотя характер изменения остается тем же. Различия между шаровыми агломератами, с одной стороны, и песчаниками, гравелитами и конгломератами — с другой, проявляются главным образом в структурных и текстурных особенностях последних. Псаммитовый материал песчаников и связующей массы конгломератов в отличие от таковой в шаровых агломератах окатан, причем степень окатанности (в основном слабая) все же несколько варьирует от слоя к слою. В одних слоях это те же угловатые фрагменты, но со слегка сглаженными углами, в других — довольно хорошо окатанные зерна. Текстура песчаников и конгломератов горизонтально-слоистая. Слоистость обусловлена дифференциацией обломочного материала по гранулометрическим фракциям, при этом псаммитовый материал нередко обособляется и образует самостоятельные прослои и пачки песчаников. В районе участков 1 и 2 слоистость средняя и крупная неотчетливая и без слоевых границ. В районе участка 3 слоистость становится четче, иногда с хорошо проявленной сортировкой обломочного материала и резкими слоевыми границами.

Идентичность состава обломочного материала песчаников, конгломератов и шаровых агломератов, их тесная ассоциация и наблюдаемые взаимопереходы свидетельствуют о генетической близости этих пород. Очевидно, красные и красно-бурые песчаники, гравелиты и конгломераты — переотложенные тефрогенные аналоги отложений раскаленных пирокластических потоков.

Отложения раскаленных пирокластических потоков и переотложенные аналоги слагают горизонт, или, точнее, линзообразное тело, локализующееся в бассейне р. Нишбаш и ее притоков: рек Лошкерек, Лояк и Янгаклы на границе между акчинской и оясайской свитами. Мощность горизонта от нескольких до 100 м.

Изменения мощности горизонта находятся в непосредственной связи с латеральными изменениями его отложений. Так, мы видели, что на

участке 1 мощность шаровых агломератов достигает максимального значения — 80—100 м. Характерные особенности шаровых агломератов в этом районе следующие: частичное спекание фрагментов и массивная текстура всей 100-метровой толщи без следов слоистости и дифференциации обломочного материала, расположенного крайне хаотически. Приведенные данные позволяют предполагать, что в районе участка 1 находился вулканический центр извержения раскаленных пирокластических потоков. Это подтверждается не только резким увеличением мощности отложений в этом районе, но и наблюдаемым здесь спеканием фрагментов и многочисленными корочками закалки обломков, свидетельствующими об очень высокой температуре формирования этих отложений. Монолитные разнообломочные агломераты с хаотической структурой заполняли, по-видимому, жерловину вулкана либо образовались в непосредственной близости от центра извержения.

По мере удаления от предполагаемого центра (участок 2) мощность горизонта резко сокращается и уже в 1—1,5 км едва достигает 20—40 м. При этом в отложениях обнаруживается грубая сортировка обломочного материала. Как уже отмечалось, она проявляется в том, что на отдельных участках скапливаются более грубые обломки, создавая впечатление неотчетливой линзовидной слоистости. Такая незакономерная концентрация более крупнообломочного материала, видимо, вообще характерна для отложений раскаленных пирокластических потоков. Современные отложения пирокластических потоков вулкана Безымянного имеют струйчатое расположение более крупных обломков по поверхности (Малеев, 1969), что объясняется неоднородным строением самого двигавшегося потока, состоявшего из множества раскаленных струй.

В 10 км от вулканического центра (участок 3) мощность горизонта составляет первые метры и редко превышает 10—15 м. При этом характерна структура шаровых агломератов, состоящих из довольно хорошо сортированных обломков, размером не более нескольких сантиметров. Таким образом, на расстояние 8—10 км раскаленные пирокластические потоки могли транспортировать лишь сравнительно мелкий обломочный материал.

### ЧАТКАЛЬСКИЙ ХРЕБЕТ

В Чаткальском хребте шаровые агломераты развиты в бассейне рек Дукента и Карабау. Хорошие обнажения их известны в горах Каратоо. Здесь на мощную толщу андезитовых и дацитовых вулканитов акчинской свиты, представленных в основном субвулканическими образованиями, эффузивами и в меньшей мере туфами, ложатся (снизу вверх):

1. Темно-серые и буровато-серые шаровые агломераты. Псефитовые обломки сферической формы до 25 см; преобладают шары размером 5—15 см. Они состоят из андезитовых порфиритов, для которых характерны обильные и довольно крупные (1—2 мм) вкрапленники плагиоклаза. Связующая масса псаммитовая, довольно скудная, представленная кристаллокластическим туфом псаммитовой размерности с большим количеством кристаллокластов плагиоклаза. Шаровые агломераты массивные с характерным хаотическим расположением обломков. Мощность 10 м.

2. Серые шаровые агломераты. Псефитовые сферические обломки в 3—30 см (преобладают шары в 20—25 см) состоят из трахиандезита с довольно крупными (2—3 мм) и обильными вкрапленниками розоватого калиевого полевого шпата. Связующая масса псаммитовая обильная, туфовая, с хорошо различимыми кристаллокластами того же розового калиевого полевого шпата. Текстура массивная, расположение обломков хаотическое. Мощность 10—15 м.

3. Конгломераты разнообломочные с хорошо округленными обломками (шарами) андезитовых и трахиандезитовых порфиритов, аналогич-

ных описанным выше. Связующая масса — тефрогенный песчаник. Мощность 2—3 м.

Общая мощность отложений 20—30 м.

Отложения приведенного выше разреза слагают вершину горы Каратоо и в соседних районах уничтожены современной глубокой эрозией. Поэтому проследить эти отложения в пространстве и выявить характер их латеральных изменений не удалось. Тем не менее литологическое сходство шаровых агломератов горы Каратоо с детально изученными шаровыми агломератами Кураминского хребта позволяет отнести их к тому же генетическому типу отложений раскаленных пирокластических потоков. Отметим, что по составу шаровые агломераты горы Каратоо более разнообразны и представлены андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами. По-видимому, в пределах Чаткальского хребта находился самостоятельный вулканический центр.

## ВЫВОДЫ

1. В формировании горизонта шаровых агломератов принимали участие несколько вулканических центров, извергавших раскаленные пирокластические потоки.

Один из вулканических центров извержения (вулкан Лошкерекский) находился в районе участка 1 (междуречье рек Лояка и Лошкерека). По-видимому, именно его извержения и дали исходный материал для формирования горизонта отложений раскаленных пирокластических потоков и ассоциирующих с ними конгломератов и песчаников, локализующихся на Кураминском хребте. Однако это был, вероятно, не единственный вулкан с подобным типом извержений. Такой же вулкан находился и в пределах Чаткальского хребта, хотя установить его местонахождение еще не удалось.

2. Извержения раскаленных пирокластических потоков явились завершающим этапом в развитии среднекарбонowego андезитового вулканизма.

Минбулакская и акчинская свиты среднего карбона представлены вулканитами среднего состава, среди которых преобладают эффузивы и субвулканические образования. Характерно, что отложения раскаленных пирокластических потоков, также состоящие из вулканического материала среднего состава, везде венчают собой разрезы средних вулкаников и в более низких горизонтах минбулакской и акчинской свиты встречены не были. Это обстоятельство позволяет говорить о том, что хотя состав извергавшегося материала и оставался стабильным на протяжении всего среднего карбона, однако сам характер вулканической деятельности резко изменился: вулканизм, протекавший главным образом в субвулканической и эффузивной формах, завершился серией мощных извержений раскаленных пирокластических потоков того же состава. По современным данным, раскаленные пирокластические потоки обычно сопутствуют развитию экструзивных куполов, когда из вулканических очагов на поверхность выжимаются последние порции уже достаточно остывшей лавы. В связи с этим при дальнейшем изучении акчинской свиты нужно иметь в виду, что среди ее образований может иметь место генетический тип отложений экструзивных куполов.

3. Горизонт отложений раскаленных пирокластических потоков венчает разрез вулкаников среднего карбона и должен быть отнесен к верхам акчинской свиты.

Несмотря на четкое положение в разрезе (выше средних эффузивов акчинской свиты и ниже кислых вулкаников оясайской свиты) стратиграфическая приуроченность горизонта трактуется по-разному различными исследователями. Н. П. Васильковский (1952) включает горизонт в состав акчинской свиты. Описывая разрез свиты в районе пос. Лош-

керек, он отнес отложения горизонта к межформационным конгломератам. На сводной геологической карте и более детальных геологических картах района интересующие нас отложения включены в состав надакской свиты. При этом шаровые агломераты считаются не вулканическими образованиями, а осадочными и трактуются как конгломераты или туфоконгломераты. В. Н. Ткачев (1968) относит горизонт шаровых агломератов к нижнему триасу, включая его в кызылнуринскую свиту (нижняя пачка). Основанием для этого служит то, что такая мощная толща конгломератов, по его мнению, могла образоваться только за очень длительный отрезок времени в период прекращения вулканизма и размыва уже образованных вулканитов среднего состава. Таким образом, и здесь шаровые агломераты считаются не вулканическими, а осадочными образованиями.

Наши данные позволяют с большим основанием отнести отложения шаровых агломератов к верхам акчинской свиты: во-первых, по составу шаровые агломераты близки вулканитам акчинской свиты и образуют с ними единое целое; во-вторых, извержения раскаленных пирокластических потоков логично рассматривать как закономерное завершение всего среднекарбового вулканизма, протекавшего в иных формах, и разрывать этот единый процесс на части было бы принципиально неверно.

Изучение генетических типов отложений в вулканогенно-обломочных орогенных формациях имеет большое значение для выяснения фациальной и палеовулканологической обстановок, а также вносит свои коррективы в вопросы стратиграфии вулканогенных отложений. Это обстоятельство имеет особенно большое значение в связи с тем, что вулканогенные отложения, как правило, очень бедны органическими остатками и при решении вопроса о стратиграфическом положении тех или иных отложений приходится прибегать к косвенным данным.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Васильковский Н. П.* Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.
- Малеев Е. Ф.* Агломератовые пирокластические потоки.— В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», 1969.
- Попов В. И.* История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Комитета Наук УзССР, 1938.
- Ткачев В. Н.* Вулканогенные породы кызылнуринской свиты района горы Акшуран и условия их формирования.— В кн.: Вопросы палеовулканизма Узбекистана. Ташкент, ФАН, 1968.

Геологический институт АН СССР  
Москва

Дата поступления  
30.V.1973

УДК 552.5+551.8

**МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ  
НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА АТЛАСОВ ДИНАМИЧЕСКИХ  
ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ**

**В. И. ПОПОВ, А. А. ФИЛИПОВ**

Впервые публикуемая методика позволяет уточнить понимание взаимоотношения между динамической фацией и геологической формацией и оконтуривать ареалы распространения любой осадочной формации с помощью серии изохронных ее срезов, отображаемых в комплексе последовательных динамических фациально-палеогеографических карт.

Несмотря на неуклонное развитие и расширение теоретических и прикладных исследований геологических формаций, до сих пор не существует общепринятого их определения. По-видимому, необходимо еще известное время для того, чтобы общие словесные определения, предлагавшиеся разными исследователями, были бы конкретизированы ими в виде той или иной методики формационных исследований и показано ее применение при систематическом и всестороннем изучении отдельных представителей различных типов формаций и фаций.

Фация и формация тесно связаны между собой в своем развитии, однако не тождественны друг другу.

Далее под названием «формация» понимается (Попов, 1959, 1966, стр. 11) естественно-историческое сообщество генетически связанных сопряженных<sup>1</sup> горных пород, отвечающее определенной динамически обособленной единице геологической среды, т. е. фации, которая возникает на той или иной стадии, этапе, фазе развития данного региона земной коры. Соответственно этому фация определяется как динамически обособленная единица геологической среды, находящая свое выражение в тех или иных породах и их сочетаниях, т. е. в формациях.

Определения эти сложились после длительных исканий и уточнений словесных их формулировок и, по мнению авторов, достаточно точно отражают взгляды генетического фациально-петрографического направления в учении о формациях, представляемого, в частности, коллективом литологов Ташкентского государственного университета им. В. И. Ленина.

В соответствии с этими определениями и содержащимися в них генетическими критериями, применяемыми при выделении типовых и конкретных фаций и формаций, в том же коллективе были разработаны: монографическое описание типов динамических фаций и методика их изучения (Попов и др., 1963); описание 420 известных фациально-петро-

<sup>1</sup> Взаимная генетически обусловленная сопряженность горных пород, слагающих данную формацию, обозначает, что их образование и распространение во времени и пространстве ограничено определенными рамками. В понятие сопряженности включается не только совместное («парагенетическое») залегание горных пород друг с другом в земной коре, но и перемежающееся (при вклинивании в данную формацию иных формаций), а также разобщенное (в разных формационных залежах одной и той же формации, обособленно друг от друга находящихся в литосфере) и даже наложенное или перекрещивающееся (при возникновении метаморфических формаций на месте каких-то иных, ранее существовавших формаций).

графических типов различных формаций, в том числе осадочных (Попов, 1966, 1968), соответствующих определенным типам динамических фаций.

Методика, излагаемая в данной статье, является как бы ключом, позволяющим переходить от понятий, изложенных в первой монографии, к понятиям второй, т. е. от установления динамических фаций осадков к выделению соответствующих им осадочных формаций.

Особенностью первой монографии является то, что развитая в ней методика динамического фациального анализа позволяет, с одной стороны, определять динамические фации с любой необходимой детальностью, до установления фациальной природы каждого отдельного слоя включительно; с другой — объединять отдельные слои в закономерные динамически обусловленные их сообщества разного порядка, отвечающие формационным единицам разного масштаба.

Таким образом, динамический фациальный анализ кладется в основу формационного фациально-петрографического. В частности, динамические процессы играют главную роль в образовании любой осадочной формации, так как благодаря им совершается перемещение осадочного материала из одного динамического ландшафта в другой. При этом происходит также дифференциация и интеграция вещества осадков, чем и определяется состав возникающих из них дифференцированных пород в их сообществе, образующем формацию того или иного масштаба.

Динамические фациальные единицы распадаются на крупные, средние и мелкие. Разделение их может быть представлено в такой схеме:

Фациальный комплекс — I фациальный пояс — подвижная фациальная зона	
	умеренно-подвижная »
	условно-застойная »
— II фациальный пояс — подвижная-фациальная зона	»
	умеренно-подвижная »
	условно-застойная »
	и т. д.

Крупные фациальные единицы называются динамическими фациальными комплексами (например, наземные равнины, прибрежные или удаленные), средние — динамическими фациальными поясами (пояс подгорных вееров выноса, или волноприбойный и т. д.), мелкие — динамическими фациальными зонами. В последних особенно наглядно выражается тесная связь, существующая между динамикой осадков и их петрографическим составом.

Наиболее подвижная фациальная зона сложена обломочными осадками (например, фангломераты вееров выноса или волноприбойные гравии и пески); умеренно-подвижная зона образована пелитовыми осадками (например, наземные мелкоземистые, лёссовые или же донные иловые, взмученные волнами и оседающие на периферии волноприбойного пояса); условно-застойная зона порождает как откладывающиеся из растворов иловые, гелевые, карбонатные, галогенные и иные осадки, так и углеродистые, или же иные отложенные в восстановительных условиях.

Крупным фациальным единицам (т. е. фациальным комплексам) отвечают крупные формационные. Например, в фациальном комплексе наземных равнин образуется комплекс наземных терригенных формаций, кратко называемых молассовыми («верхние молассы», по В. Е. Хайну)<sup>2</sup>; в фациальном комплексе прибрежных равнин образуются прибрежные терригенные формации, кратко называемые шлировыми (в терминологии австрийских ученых, изучавших Альпы) и т. д.

Средним динамическим фациальным единицам, т. е. фациальным поясам, соответствуют осадочные формационные единицы меньшего по-

<sup>2</sup> Французские и немецкие геологи, изучавшие Альпы, придерживаются более широкого и неопределенного понимания моласс, включая в их состав любые мощные обломочно-пелитовые толщи, от наземных до морских включительно.

рядка, называемые субформациями. Например, в составе молассовой формации могут быть выделены такие субформации: подгорнововерная (подножноверная), равнинодолинная, реже эоловоравнинная.

Для осуществления достаточно длительного образования той или иной формации (например, мел-третичной гобийской молассовой красноцветной, весьма широко распространенной в Центральной Азии) требуется, чтобы в течение всего времени образования сохранялась породившая ее фация (в данном примере — наземный фациальный комплекс), хотя пространственные ее ареалы могут меняться (см. ниже).

Тем не менее необходимо подчеркнуть, что продолжительность влияния фациальной среды на развитие формации, на каждый слагающий ее слой, вернее, на каждый изохронный ее срез, во много раз меньше, чем длительность возникновения формации в целом и ее последующего существования.

Динамические фациальные особенности успевают зафиксироваться в составе осадков в течение очень короткого времени, измеряемого сотнями или же первыми тысячами лет. После этого данная фация практически перестает влиять на состав осадков и пород, возникающих в данной формации и погребенных под толщами более молодых ее отложений, например наземных молассовых. Так, в долине р. Зеравшан остатки культуры I тысячелетия находятся под лёссами мощностью в несколько метров. Древние разработки бирюзы в Центральных Кызылкумах занесены щебнистыми отложениями вееров выноса мощностью 1—4 м. На скифских курганах начала новой эры успело завершиться образование сложного слоя черноземной почвы полного профиля и т. д.

Таким образом, прямая связь и взаимодействие между динамической фацией и любой возникающей в ней формацией (малой или крупной) фактически осуществляется лишь в пределах весьма узкого по времени, практически изохронного стратиграфического ее среза. Такие узкие срезы для каждой формации вместе с другими смежными с нею формациями отображаются на динамических фациально-палеогеографических картах, выполненных согласно методике ТашГУ, изложенной в первой монографии<sup>3</sup>.

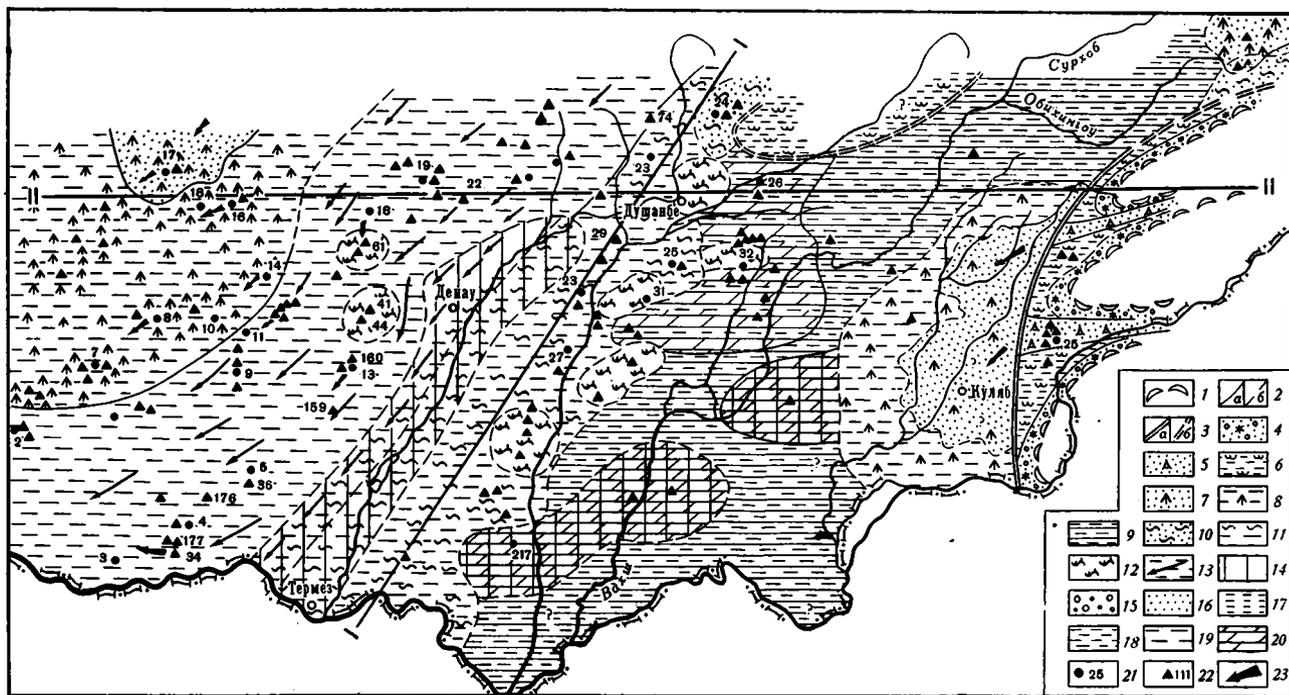
Ниже в качестве примеров излагаемой здесь методики используется уменьшенная упрощенная копия одной из карт атласа юрских и меловых отложений Южно-Таджикской депрессии (Попов и др., 1968; фиг. 1).

Для лучшего понимания излагаемого вопроса необходимо кратко остановиться на теоретическом обосновании методики составления таких динамических фациально-палеогеографических карт и образуемых ими атласов.

Установлено, что расположение в плане разных динамических фаций и порождаемых ими осадков очень быстро изменяется. Например, положение главных русел в дельте р. Амударья изменяется в течение нескольких или десятков лет. Залив Айбугир длиной около 150 км, существовавший в середине прошлого века вдоль западного края этой дельты, исчез к началу текущего столетия. Размах морских трансгрессий и регрессий при образовании свиты  $S_2$  во время отложения каждой ритмопачки мощностью в несколько десятков метров измерялся сотнями километров (сообщение С. К. Комоцкого). Количество таких примеров можно было бы многократно увеличить.

Поэтому для того чтобы динамические фациально-палеогеографические карты по возможности точнее характеризовали условия образования различных формаций и границы ареалов их распространения,

<sup>3</sup> В основе других методов палеогеографического картирования обычно лежит стремление к суммарному отображению фациальных особенностей, характеризующих более или менее мощные осадочные толщи, свиты и т. д., каждая из которых объединяет длинный ряд изохронных срезов отложений, последовательно накладывавшихся друг на друга.



Фиг. 1. Схематическая фашиально-палеогеографическая карта раннего сеномана (кровля альб-сеноманской ритмосвиты — кровля свиты  $t_1$ )

Границы динамических фаший разного порядка: 1 — между областями поднятий и равнинами (предполагаемые), 2 — фашиальных поясов, зон (а — установленные, б — предполагаемые), 3 — между сушей и морем (а — установленные, б — предполагаемые); подгорноверный фашиальный пояс: 4 — веерно-обломочная зона; равнинодолинный фашиальный пояс: 5 — равнинорусловная зона, б — равнинопойменная зона; подводнодельтовый фашиальный пояс: 7 — подводнодельтовая обломочная зона, 8 — подводнодельтовая иловая зона; мелкозаливный фашиальный пояс: 9 — мелкозаливная иловая зона; волнопри-

бойный фашиальный пояс: 10 — прибойнообломочная зона, 11 — прибойноиловая зона, 12 — карбонатные осадки волно-прибойного пояса; доннотечениевый фашиальный пояс: 13 — доннотечениевая иловая зона и направление течений, 14 — застойные фашии; петрографический состав осадков: 15 — конгломераты и гравелиты, 16 — песчаники, 17 — алевролиты, 18 — алевроитовые глины, 19 — глины, 20 — гилсы; опорные разрезы по данным: 21 — авторов, 22 — других исследователей; 23 — направление сноса осадков; пунктирная линия — граница области исследования

необходимо по возможности сузить тот интервал времени накопления осадочной формации, который отображается на каждой отдельной фашиально-палеогеографической карте.

Это достигается в работах представляемого авторами коллектива с помощью разработки и применения по возможности наиболее детальной ритмостратиграфической шкалы. Изохронность границ ритмов и соответствующих им ритмических серий во времени и пространстве доказываются результатами теоретического изучения процесса их образования и данными достаточно детальных палеонтологических биостратиграфических исследований (см., например, результаты исследований Н. Стампа палеогеновых отложений Англо-Парижского бассейна).

При ритмостратиграфических исследованиях выделяются отдельные ритмосвиты (по своей продолжительности близкие к геологическим ярусам), которые расчленяются на ритмоподсвиты, а те — на ритмопачки. Границы таких ритмостратиграфических единиц разного порядка по возможности точнее устанавливаются в каждой фашиально интерпретированной опорной стратиграфической колонке исследуемых отложений, используемой при составлении фашиально-палеогеографических карт.

Каждая отдельная динамическая фашиально-палеогеографическая карта построена для начала или же для окончания образования той или иной ритмостратиграфической единицы, реже — для какого-то среднего ее интервала. В частности, динамические фашиально-палеогеографические карты строятся нами для определенных моментов времени, отвечающих максимальным трансгрессиям или максимальным регрессиям моря. Очевидно, на таких картах отображаются крайние пределы отклонений границ динамических фашиальных поясов, порождающих отдельные субформации и формации. На фиг. 1 показаны осадки и динамические фации, развивавшиеся в Южно-Таджикской депрессии в кровле альб-сеноманской ритмосвиты (т. е. у кровли свиты  $I_4$ , по С. Н. Симмакову, 1952). На этих картах особыми условными знаками обозначаются осадки разных фашиальных зон (см. фиг. 1). Подобным же образом строятся и другие динамические фашиально-палеогеографические карты.

Каким же образом используются они для выделения формаций?

Серия таких карт (т. е. их атлас), выделенная для ряда последовательных достаточно узких срезов, близких к изохронным, позволяет отразить границы ареала каждой формации для каждого последовательного момента геологического времени. Следовательно, серия таких карт позволяет наиболее точно установить все изменения пространственного распространения (ареала) каждой формации и возрастных ее границ от первого момента ее возникновения до последнего.

Можно пояснить это на отдельных примерах.

Пример первый. Площади, занятые на фашиально-палеогеографической карте (фиг. 1) отложениями каждого из прибрежных фашиальных поясов, обнимают все точки, в которых соответственно откладываются подводнодельтовая, мелкозаливная и волноприбойная субформации. Линия же, оконтуривающая на такой карте площадь распространения осадков всех трех фашиальных поясов вместе взятых, является границей распространения осадков прибрежного фашиального комплекса и, следовательно, границей ареала возникающей в нем шлировой формации.

Пример второй. Площадь, занятая на той же фашиально-палеогеографической карте каждым наземным фашиальным поясом, например подгорновеерным, равнинодолинным и эоловоравнинным, также отвечает площади распространения возникшей в каждой из них одноименной субформации: подгорновеерной, равнинодолинной, эоловоравнинной и т. д. Площадь распространения осадков всех трех вышеупомянутых фашиальных поясов обнимает ту или иную молассовую формацию, чем и опре-

деляются границы ее ареала. Поэтому линия, оконтуривающая на карте площадь развития всех этих трех фациальных поясов вместе взятых, соответствует для этого времени контуру распространения возникающей здесь молассовой формации.

Пример третий. Контурсы поднятий и соответствующих им фациальных поясов соответствуют перерывным формациям и т. д.

Следовательно, на каждой динамической фациально-палеогеографической карте имеются все данные, необходимые для выделения формаций и определения их границ в соответствующем изохронном их срезе. Нужно только перенести эти границы на формационную карту, где контурсы фациальных единиц соответственно заменяются на контурсы ареалов образующихся в них субформаций и формаций (фиг. 2).

Наибольшее значение для выделения формаций в земной коре имеет установление их горизонтального распространения в плане. Это приводит к определению ареала горизонтального распространения формаций в земной коре. Установление ареала имеет особенно важное значение при выделении и изучении формаций, поскольку каждая формация, особенно осадочная, имеет гораздо большее горизонтальное распространение по площади, чем вертикальное.

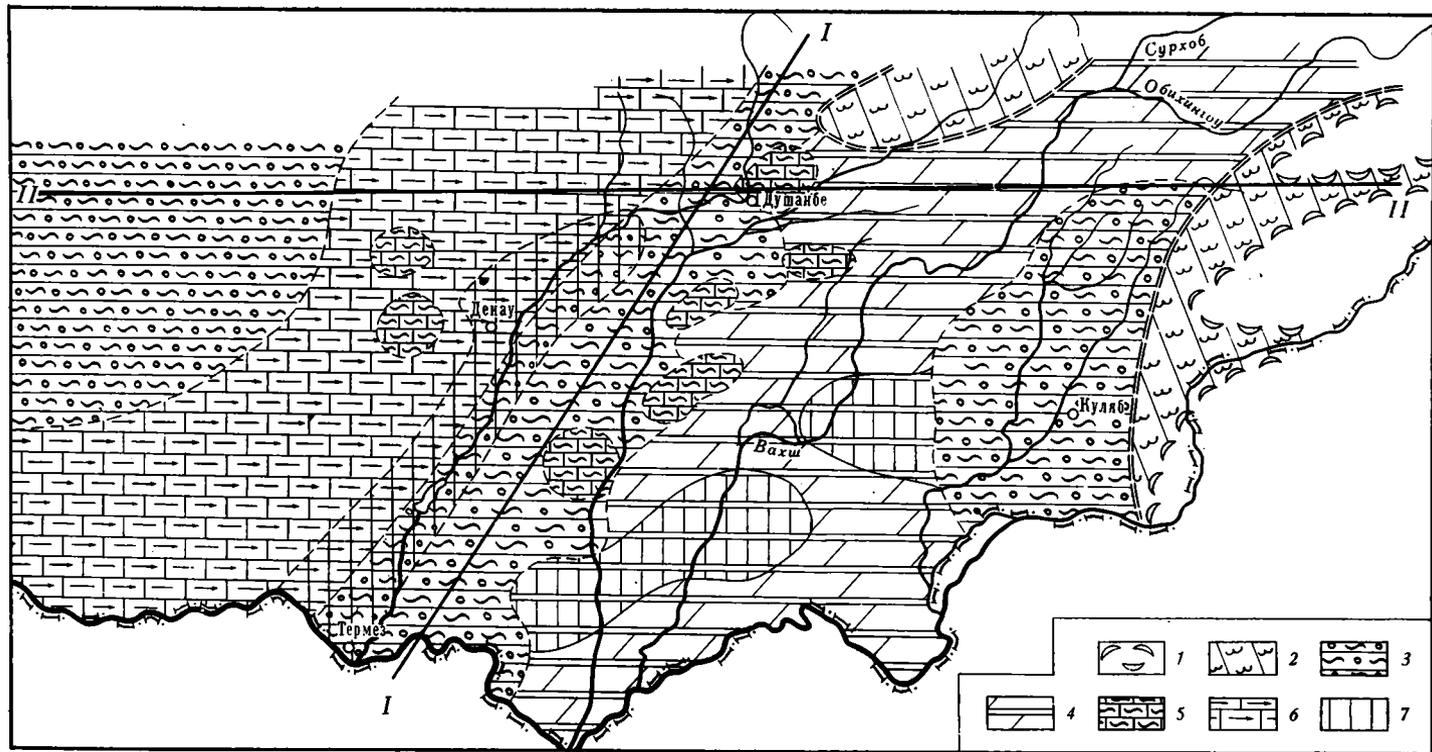
Однако выяснить ареал формации нелегко. У него различная разветвленность. В ряде случаев конкретная формация распадается на отдельные формационные залежи, изолированные друг от друга иными промежуточными формациями (например, отдельные залежи рифогенной карбонатной формации погружены в преобладающую толщу более обычной карбонатной слоистой формации).

Чтобы выяснить все эти сложные особенности ареалов формаций, необходимо иметь очень четкие и очень точные критерии пространственного обособления формаций разных типов друг от друга, устанавливаемые для узких отрезков времени. Это позволяет применяемая нами методика. Согласно излагаемой методике, формационные карты составляются в двух видах: комплексные формационные карты; дифференцированные формационные карты.

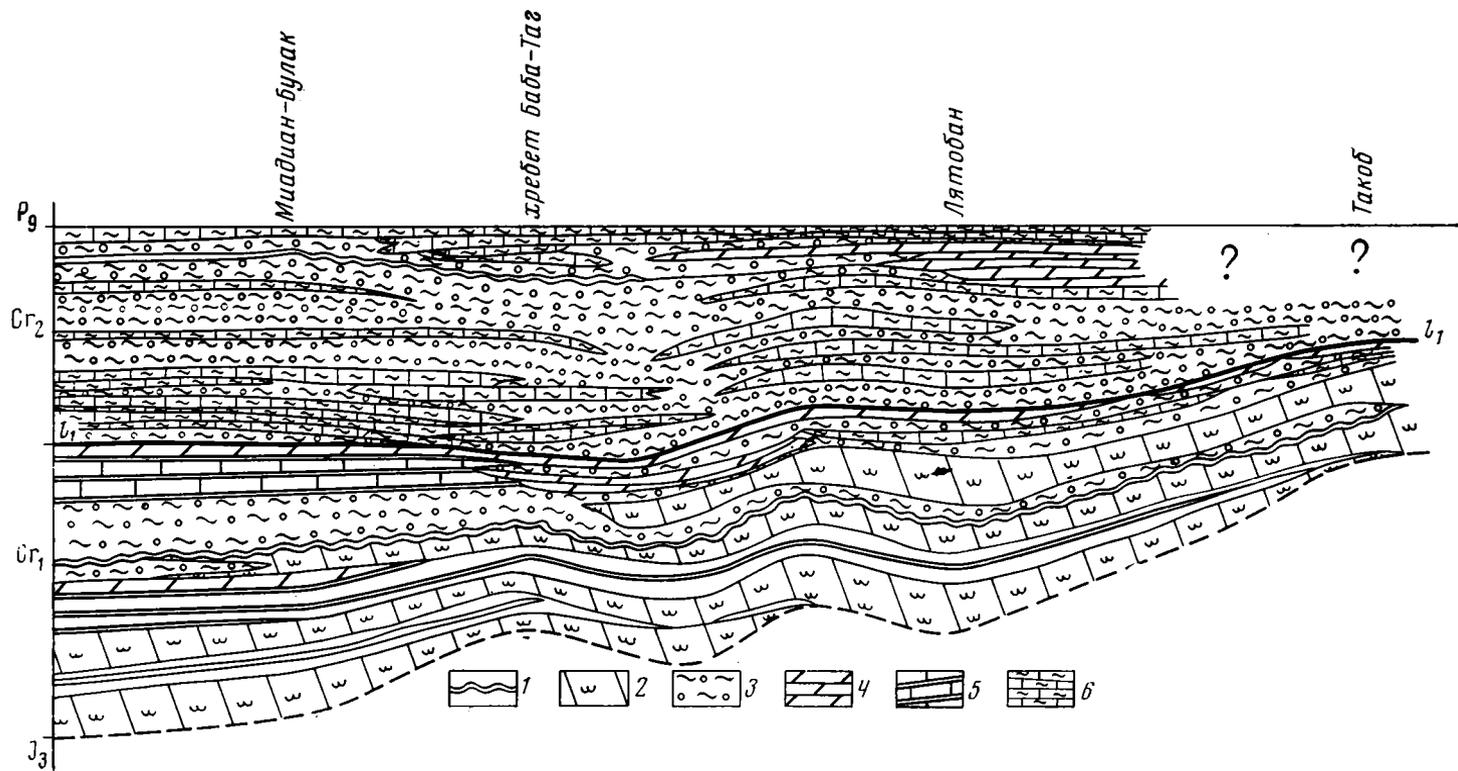
На комплексной формационной карте показаны все формации, установленные в данном районе для соответствующего изохронного среза. При этом наглядно выступают не только формы ареала каждой отдельной формации, но и их взаимоотношения (см. фиг. 2). Напротив, на каждой дифференцированной формационной карте выделена только одна какая-либо формация, образовавшаяся в данном районе в том срезе, для которого строится эта карта.

Для каждой формации в пределах занимаемого ею ареала может быть отмечен ряд ее особенностей: показаны направление сноса осадков, палеореки или палеотечения, участки распространения осадков условно-застойных фаций, ориентирующие при поисках ряда рудных и горючих полезных ископаемых и др.; обозначен господствующий петрографический состав пород, слагающих каждую формацию в различных участках ее распространения; выделены площади распространения установленных субформаций и т. д. Кроме того, здесь же могут быть показаны степень глубинного диагенеза и метаморфизма, испытанного формацией, и даже наложение эпигенетических процессов, включая рудные. Этим формационные карты отличаются от фациально-палеогеографических, где показаны только результаты сингенетических явлений, а более поздние процессы; естественно, не отражены.

Вполне точные представления об изменениях конфигурации каждой формации и ходе развития в ней наложенных эпигенетических процессов, сказавшихся не только на плоскости изохронного ее сечения, но и во всем объеме, можно было бы получить, только оперируя данными бесконечного количества таких карт. Практически приходится ограничиться анализом некоторого количества этих карт, отображающих наи-



Фиг. 2. Схематическая комплексная формационная карта раннего сеномана (кровля альб-сеноманской ритмосвиты — кровля свиты  $I_1$ )  
 Формации: 1 — перерывная (границы), 2 — молассовая, 3 — шлировая 4 — лагунная гипс-ангидритовая, 5 — морская мелководная карбонатная, 6 — морская удаленная пелитовая; 7 — осадки застойных фаций; пунктирная линия — граница области исследования



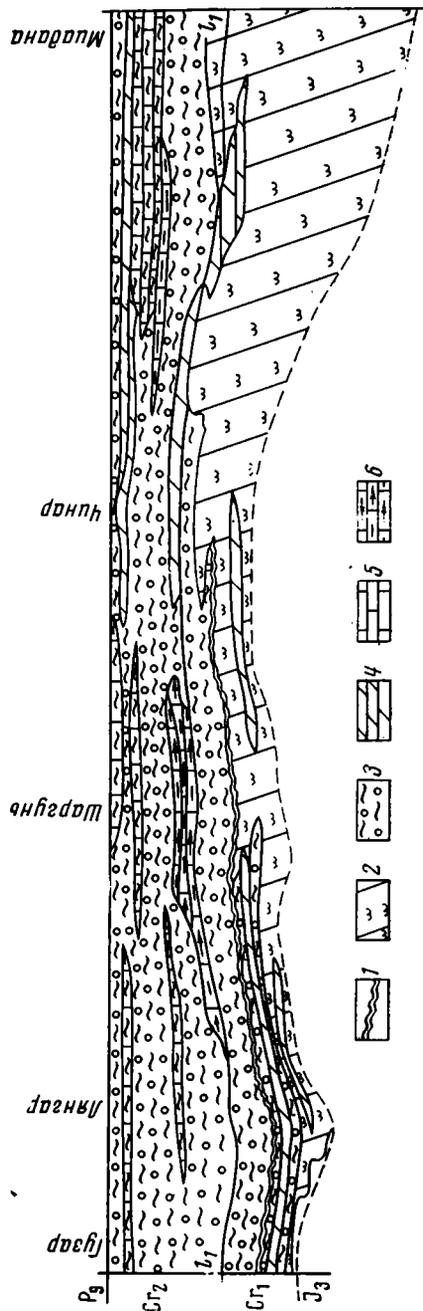
Фиг. 3. Схематический формационный профиль I—I (Миаджан-Булак — Такоб)  
 Формации: 1 — перерывная, 2 — молассовая, 3 — шлировая, 4 — лагунная гипс-ангидри-  
 товая, 5 — лагунная карбонатная, 6 — морская мелководная карбонатная

более характерные моменты в развитии тектонического и орографического режимов данного региона.

Имея комплект фациально-палеогеографических карт, образующий их атлас, можно выявить, а затем спроектировать на один лист все контуры данной формации, отображенные на серии дифференцированных формационных карт (исключив дополнительные характеристики, упоминавшиеся выше). Это даст представление об изменении ареала распространения формации и ее границ во времени.

Сочетания пород, близких друг другу по их генезису в динамофациальном отношении и, следовательно, отвечающие формациям разных типов, можно разделять не только на фациально-палеогеографических картах, но и литолого-стратиграфических профилях осадочных толщ. Более того, в каждой колонке, достаточно изученной в фациально-петрографическом отношении, можно произвести объединение генетически связанных пород в субформации и формации, руководствуясь общей их классификацией и признаками (Попов, 1966, 1968).

Выяснение взаимоотношений формаций друг с другом в вертикальном разрезе имеет наибольшее значение при установлении их стратиграфических особенностей. Поэтому наряду с формационными картами динамического анализа строятся формационные профили (фигуры 3, 4). Для этого применяется та же методика динамического фациального и формационного анализов, как и для построения формационных карт. Выполнение таких профилей базируется на фациально-литологических профилях, строящихся при составлении фациально-палеогеографических карт. На этих профилях формации и субформации обособляются с помощью тех принципов, какие применяются при их выделении на формационных картах (см. фиг. 2). Такие формационные профили лучше всего строить, с одной стороны, по направлению господствующего переноса материала (см. фиг. 3) и с другой — перпендикулярно ему (см. фиг. 4). В таком случае они отображают наиболее отличающиеся друг от друга сечения формации.



Фиг. 4. Схематический фациальный профиль II—II (Гузар — Лянгар — Шаргунь — Чинар — Мианада).  
 Формации: 1 — перерывная, 2 — молассовая, 3 — шилровая, 4 — лагунная гипс-ангидритовая, 5 — морская мелкозавод-  
 ная прибрежная карбонатная слоистая, 6 — морская мелкозаводная удаленная карбонатная слоистая

Для этого применяется та же методика динамического фациального и формационного анализов, как и для построения формационных карт. Выполнение таких профилей базируется на фациально-литологических профилях, строящихся при составлении фациально-палеогеографических карт. На этих профилях формации и субформации обособляются с помощью тех принципов, какие применяются при их выделении на формационных картах (см. фиг. 2). Такие формационные профили лучше всего строить, с одной стороны, по направлению господствующего переноса материала (см. фиг. 3) и с другой — перпендикулярно ему (см. фиг. 4). В таком случае они отображают наиболее отличающиеся друг от друга сечения формации.

Серии формационных карт и формационных профилей позволяют проследить ход развития формации от начала ее образования до конца и наглядно изобразить ее внешнюю форму и внутреннее строение. Совокупность этих чертежей позволяет четко и с максимальной точностью представить формацию как ограниченное тело, образовавшееся в строго определенных фациальных условиях, и учесть роль климата, рельефа, тектонического режима в ее возникновении и развитии.

Такой подход к выделению формаций открывает широкие возможности для установления некоторых закономерностей образования и распространения полезных ископаемых — сингенетических и наложенных, т. е. эпигенетических (осадочных и даже гидротермальных); позволяет в отдельных случаях предсказывать присутствие и распространение таких полезных ископаемых в глубинах земной коры. Например, медистые песчаники всегда связаны с красноцветными молассовыми формациями; месторождения солей — с озерными и галогенными формациями, образовавшимися в условиях теплого и сухого климата; месторождения руд железа, марганца, алюминия свойственны теплому и влажному климату и т. д.

В связи с этим использование карт и профилей, основанное на знании законов геохимии, петрологии и тектоники, позволяет решать различные задачи, выдвигаемые присутствием различных полезных ископаемых, особенно осадочных. Такие схемы окажут неоценимую услугу геологу при составлении прогнозных карт, особенно если учесть, что в настоящее время из осадочных формаций извлекается более  $\frac{2}{3}$  главных полезных ископаемых — горючих, рудных и нерудных.

Применение изложенной выше методики было продемонстрировано во время Всесоюзной Ферганской экскурсии 1971 г., посвященной методике динамического фациального анализа. После нее сняли свои возражения те из ее участников, которые раньше, до ознакомления с существом вопроса, априорно объявляли непонятными фациальные и формационные представления нашего коллектива. В решении этой экскурсии было рекомендовано опубликовать изложенную выше методику.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Попов В. И.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954.
- Попов В. И.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии, ч. II. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1956.
- Попов В. И.* Геологические формации — естественно-исторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород, ч. I, II. Самарканд, Ин-т геол. АН УзССР, 1959.
- Попов В. И.* Опыт классификации и описания геологических формаций, ч. I, Л., «Недра», 1966.
- Попов В. И.* Опыт классификации и описания геологических формаций, ч. II, Л., «Недра», 1968.
- Попов В. И., Гриднев Н. И., Набиев Қ. А.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии, ч. III. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1956.
- Попов В. И., Макарова С. Д., Станкевич Ю. В., Филиппов А. А.* Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Попов В. И., Филиппов А. А., Макарова С. Д., Богоявленский А. А., Алтаев М. А., Юркова Е. М.* Атлас динамических фациально-палеогеографических карт постумных и платформенных формаций Южно-Таджикской депрессии. Л., «Недра», 1968.
- Симаков С. Н.* Меловые отложения Бухаро-Таджикской области.— Тр. ВНИГРИ, М., спец. серия, 1952, вып. 2.

УДК 552.57

## **К ТЕОРИИ СВЯЗИ СОДЕРЖАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В УГЛЯХ С ЗОЛЬНОСТЬЮ УГЛЕЙ**

**И. В. РЯЗАНОВ, Я. Э. ЮДОВИЧ**

Сделана попытка построить общую теорию связи содержаний элементов-примесей в углях с величиной зольности углей. Основой для построения теории явилась концептуальная модель генетических классов золы углей (Юдович, Шасткевич, 1966; Юдович, 1969). Подчеркнута сложность системы «зола угля», вследствие чего попытки упрощенно представить уголь в виде двухкомпонентной системы «органическое вещество + минеральное вещество» не приводят к успеху. Установлено при анализе большого количества эмпирических данных, что все типы зависимостей «содержание элемента — зольность угля» могут быть сведены к трем весьма общим математическим моделям: простой линейной, простой нелинейной и комбинационной. Исходными являются первые две, третья (наиболее распространенная) возникает при сочетаниях первых двух. Каждая модель описывается уравнением, обычно прекрасно аппроксимирующим фактические данные.

Практически любая работа по геохимии углей так или иначе касается вопроса о влиянии фактора зольности на содержание редких элементов. Тем не менее вопрос о существовании и формах закономерной связи содержания редких элементов с зольностью углей остается открытым.

Первое обобщение с попыткой построения общей теории было сделано одним из авторов в 1966 г. (Юдович, Шасткевич, 1966).

### **ЭМПИРИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ**

Изучение литературы показывает, что вопрос исследовался многими авторами с большим или меньшим успехом. Однако общей теории, которая удовлетворяла бы фактическому материалу и позволяла описать распределение данного элемента в угле как функцию зольности угля, до сих пор не существует. На наш взгляд, причины такого положения имеют и объективный и субъективный характер.

Функция, описывающая связь содержания химического элемента в угле с величиной зольности, сложна, ибо величина зольности есть сумма генетически разнородных слагаемых (Юдович, 1969). Поэтому без ясного представления о генетических классах золы построение общей теории невозможно. Не зная, из чего в действительности состоит «зола» угля, исследователь не сумеет правильно проинтерпретировать статистические природные зависимости.

Влияние фактора зольности может осложняться влиянием других факторов: петрографического состава угля, марочного состава угля, положения пробы в вертикальном профиле угольного пласта и др. Иногда влияние других факторов может вообще замаскировать влияние зольности. Поэтому для выявления фактора зольности нужно применять методы дисперсионного анализа либо подбирать материал, удовлетворяющий требованию статистической гомогенности изучаемых выборок.

Сопоставление результатов многих авторов, нередко полученных на одном и том же исходном материале, показывает, к каким недоразумениям приводит выражение содержания элемента только на золу, без пересчета на уголь. Поэтому для выявления роли фактора зольности (и для интерпретации найденной связи) обязательно рассмотрение данных в двух системах координат: «зольность — содержание в угле»; «зольность — содержание в золе».

Таким образом, общая теория не создана вследствие объективных и субъективных трудностей. Тем не менее в итоге обширных исследований достаточно надежно выкристаллизовались некоторые эмпирические закономерности.

1. Содержание элементов-примесей в углях, как правило, обнаруживает закономерную связь с величиной зольности углей; реальное или кажущееся отсутствие связи почти всегда можно объяснить несоблюдением одного или нескольких методических требований, перечисленных выше<sup>1</sup>.

2. Большинство элементов-примесей обнаруживает положительную корреляционную связь с зольностью: их содержания в углях нарастают по мере роста зольности.

3. Совокупность всех данных подсказывает, что эта связь не всегда линейна; замечено (Юдович, Шасткевич, 1966), что типоморфные элементы<sup>2</sup> сильнее уклоняются от линейной формы связи, чем нетипоморфные.

4. Для большинства элементов-примесей существует такое значение зольности, при котором их содержание в угле максимально; иногда таких максимумов два: при умеренных и высоких зольностях.

5. По мере роста зольности содержания элементов-примесей в золе угля изменяются по более сложному закону: они могут убывать, нарастать или сохранять примерное постоянство.

Прежде чем построить математическую теорию, описывающую природные зависимости, кратко рассмотрим состав золы углей.

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КЛАССЫ ЗОЛЫ УГЛЕЙ

Первый вариант генетической классификации «золы» углей был в очень кратком виде опубликован в 1966 г., затем, в более подробной форме — в 1969 г. (Юдович, Шасткевич, 1966; Юдович, 1969). За прошедшие годы эта классификация, как можно судить по литературе, получила признание геохимиков. Вместе с тем были сделаны важные замечания, устные (А. В. Македонов) и в печати (Павлов, 1971), позволяющие предложить усовершенствованный вариант (табл. 1). В дальнейшем мы условно будем говорить «зола» вместо «минеральное вещество», помня, что это не идентичные понятия. Как видно из табл. 1, в составе общей золы можно выделить шесть генетических классов. Из них эпигенетический класс не имеет генетических связей с процессом углеобразования, а класс хемогенной золы пока не может быть достоверно опознан в общей золе. Из остальных четырех классов ведущую роль как носители элементов-примесей играют только два: кластогенный и сорбционный. Существует ряд косвенных методов, позволяющих оценивать состав отдельных генетических классов золы. Так, состав кластогенной золы можно оценить анализом вмещающих пород; биогенной — растений-углеобразователей или возможных современных аналогов их; сорбционной (всегда в сумме с биогенной) — малозольных торфов, ультрамалозольных центрифугальных концентратов углей, витреновых и фюзеновых фрагментов в углях;

<sup>1</sup> Не принимая во внимание эпигенетическую минерализацию, для которой контроль зольностью не обязателен.

<sup>2</sup> Типоморфными называются элементы, которые в основном связаны с органическим веществом углей вследствие высокого сродства к органике. Этот вопрос подробно изложен в нашей работе (Юдович, 1968).

## Генетическая классификация «золы» углей

Генетический класс (по механизму образования)	Стадия литогенеза, на которой формируется данный класс	Характер процесса образования (по отношению к пласту угля)	Химический состав	Размерность частиц	Относительное количество в общей золе угля	Примечания
Биогенная (растительная)	Гипергенез (до торфонакопления)	Сингенетический	Элементно-органические соединения; соли: карбонаты, сульфаты, оксалаты; опаловые выделения (фитералы); очень много К, Na, Са; большинство соединений хорошо растворимы	Молекулярная и субмикроскопическая	Не более 2—3%; больше в кислых, витринах и липтобиолитах	Присутствуют биологические «микророменты»: В, Со, Мо, Мп, Си
Сорбционная	Седиментогенез (основная часть), диагенез (заметная часть?), катагенез (очень мало), гипергенез (много при выветривании углей)	Сингенетический при торфонакоплении, эпигенетический — на других стадиях	Солеобразные (гуматы, фульваты) и комплексные (хелаты) соединения металлов с органическим веществом, меньше физически адсорбированных форм; преобладают Са, Mg, Al, Fe, Si	Молекулярная, реже субмикроскопическая	В малозольных торфах до 60—70%, в бурых углях до 50%, в каменных углях до 30%(?)	Тесно связана с конкреционной золой; в каменных углях может находиться в иной форме, чем в бурых
Конкреционная (диагенетическая)	Диагенез	В основном сингенетический, иногда эпигенетический	Преобладают сульфаты железа и каолинит; в подчиненных количествах железистые карбонаты, кальцит, кремнезем, иногда сульфиды тяжелых металлов	От макромолекулярной до десятков сантиметров	Часто тяготеет к структурным тканям, количества крайне изменчивы	Тесно связана с сорбционной золой, наследуя ее состав
Хемогенная	Седиментогенез (при торфонакоплении)	Сингенетический	Болотная известь, гидроокислы железа, фосфаты	Различная	Неизвестно, встречается в торфах	В углях неотличима от конкреционной золы
Кластогенная (терригенная)	Седиментогенез	Сингенетический	Преобладают силикаты (глинистые минералы, слюды, иногда вулканический пепел), кремнезем (кварц); имеются акцессорные минералы с преобладанием более легких	От долей микрона до десятых долей сантиметра	Преобладает в углях с повышенной зольностью, тяготеет к основной массе угля и матовым литотипам (дюрены)	Поставляет некоторые компоненты для сорбционной и конкреционной зол
Инфильтрационная (эпигенетическая)	Чаще всего катагенез, иногда гипергенез (вмывание глинистых частиц в зоне выветривания)	Эпигенетический	Карбонаты и сульфаты щелочных и щелочноземельных металлов, поздние сульфиды; кварц, глинистые минералы, иногда хлориды натрия	От долей миллиметра до нескольких сантиметров	Различное; размещается в трещинах и макропорах углей	Часто является продуктом гидротермальных процессов

Примечание. В скобках — термины, предложенные ранее (Юдович, Шасткевич, 1966; Юдович, 1969).

Распределение элементов-примесей по генетическим классам минеральных примесей углей

Элемент	Зола					Элемент	Зола				
	Биогенная	Сорбционная	Кластогенная	Конкреционная	Инфильтрационная		Биогенная	Сорбционная	Кластогенная	Конкреционная	Инфильтрационная
Cu	+	++	+	(+)	(+)	As	+	++	(+)	++	(+)
Be		+++	(+)			V		++	++		
Ba		++	+	(+)	(+)	Cr		++	++		
Sr		++	+	(+)	(+)	Ni	(+)	+	+		(+)
Mn	+	+	++	(+)	(+)	Co	+	++	+		(+)
B	++	+	+			Ti		++	++		
Ga		++	++			Zr		++	++		
Ge		+++	(+)		(+)	Mo	+	++	(+)	(+)	
Sn		++	(+)		(+)	U		++	+		
Pb		++	(+)		(+)	Th		+	++		
Zn	+	++	(+)	(+)	(+)						

Примечание: +++ — преобладание во всех углях; ++ — значительное участие во всех углях; + — присутствие во всех углях; (+) — возможное присутствие в некоторых углях

конкреционной — конкреций, или тяжелых фракций углей, обогащенных аутигенными минералами; аналогичным способом можно оценить состав эпигенетической золы.

Обобщение большого фактического материала, охватывающего угли почти всех бассейнов мира<sup>3</sup>, позволяет грубо обрисовать распределение элементов-примесей по генетическим классам золы, выделяя при этом четыре градации (табл. 2).

Из табл. 2 видно, что основной носитель типоморфных элементов-примесей в углях — сорбционная зола (As, Ge, Ba, Sr, Mo); на втором месте кластогенная зола (Mn, Ga, V, Cr, Ti, Zr, Th); в биогенной золе заметных количеств достигает, по-видимому, только В, но есть ряд «микроэлементов», играющих важную биологическую роль, которые постоянно в ней присутствуют (Cu, Mn, Zn, Co, Mo); вклад конкреционной и инфильтрационной зол непостоянен.

### МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Изучение накопленного материала по рядовым и фракционированным пробам углей различных месторождений и бассейнов показывает, что почти все виды распределений редких и большинства золообразующих элементов в угле и золе могут быть классифицированы в рамках немногих основных типов (моделей) распределения.

#### I. Простой линейный тип распределения

$$\text{Подтип Ia: } y = \text{const } A \text{ (см. фиг. 1)} \quad (1)$$

$$\text{Подтип Ib: } y = \text{const } (1 - A) \quad (2)$$

#### II. Простой нелинейный тип распределения

$$\text{Подтип IIa: } y = \text{const } (A_n - A) \text{ (см. фиг. 2)} \quad (3)$$

$$\text{Подтип IIб: } y = \text{const } A^2 \text{ (см. фиг. 2)} \quad (4)$$

#### III. Комбинационный тип распределения

Образуется теми или иными сочетаниями подтипов, перечисленных выше (см. фигуры 4,5).

Здесь  $y$  — содержание элемента в угле,  $A$  — общая зольность угля,  $A_n$  — пороговая зольность (см. далее),  $\text{const}$  — размерная константа.

<sup>3</sup> К сожалению, литература, на которой базируется это обобщение, здесь не может быть приведена. Значительную часть ее читатель найдет в наших обзорах и сводках (Юдович, 1967, 1968; Юдович и др., 1972).

Для интерпретации моделей удобно воспользоваться понятиями «зола-носитель» и «зола-разбавитель» (Юдович, Шасткевич, 1966). Зола-носитель — класс золы, преимущественно содержащий данный элемент, зола-разбавитель практически не содержит элемента. Второе понятие имеет смысл только в применении к золе угля.

Подчеркнем, что, задавшись определенной математической моделью, мы не вправе произвольно задавать соотношение носителей и разбавителей. В этом смысле все геохимические интерпретации жестко ограничены требованиями принятой математической модели. Последнее вытекает из аддитивного представления содержания элемента в угле  $y$  в виде суммы содержаний элемента, распределенных по классам золы:

$$y = \sum_{i=1}^n c_i a_i, \quad \sum_{i=1}^n a_i = A, \quad (5)$$

где  $C_i$  — содержание элемента в  $i$ -м классе золы,  $a_i$  — содержание класса золы в угле.

Приравнивая правые части уравнений (5) и (1—4), мы получаем возможность объяснить поведение элемента в угле изменением его содержания в классах золы или динамикой изменения вклада классов в общую золу (при условии, что содержания элементов в самих классах постоянны). Иллюстрацию к этим положениям читатель найдет ниже.

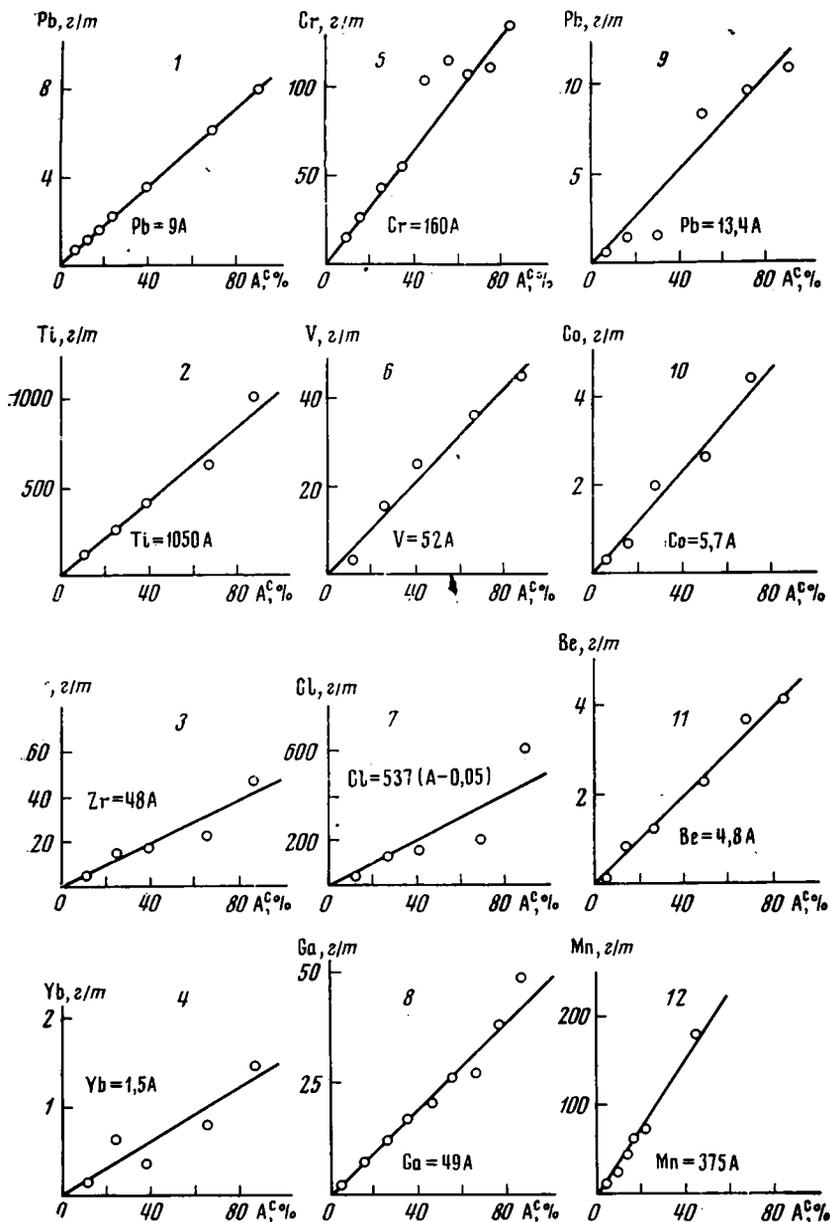
**Линейная модель. Подтип Ia: Содержания элемента в угле нарастают пропорционально зольности, содержания в золе примерно постоянны.**

Как видно из фиг. 1, это распределение широко распространено в различных углях. Нередко такое распределение наблюдается для Ва, а у золообразующих элементов — для Si и Al. Распределение Ia кажется простым, но на самом деле оно гетерогенно, и это ускользало от внимания исследователей. Оказывается, это распределение может возникать четырьмя различными способами.

1. Имеется только одна зола-носитель при отсутствии зол-разбавителей. Тогда содержание элемента в угле будет нарастать по мере добавок носителя, а содержание в золе останется постоянным, если состав золы-носителя не претерпевает существенных изменений. Данный вариант, предполагающий равенство и постоянство содержаний во всех классах золы и при всех значениях общей зольности, можно рассматривать только как абстракцию.

2. Имеются и зола-носитель и золы-разбавители, но количество разбавителей незначительно, и ими можно в пределах точности анализа пренебречь. Это весьма распространенный реальный случай, которому отвечают существенно кластогенные элементы. Их содержание в других классах золы невелико, да и сама доля этих классов в общей золе незначительна, например если Ti содержится в терригенном каолините и в небольших количествах в сорбционной золе, причем количество последней будет контролироваться только содержанием терригенной золы. Поэтому в общей золе, особенно при грубом анализе, а также без учета очень малозольных углей (где мало кластогенной золы), содержания Ti могут оказаться примерно одинаковыми в широком диапазоне зольностей.

3. Имеются два носителя, содержащих элемент в равной концентрации, а количеством разбавителей можно пренебречь. Формально это эквивалентно варианту I, но с генетической стороны эти варианты совершенно несходны. В литературе есть прекрасная иллюстрация этого случая — данные о содержаниях глинозема в торфах Белоруссии (Лукашев и др., 1971). Здесь по мере роста зольности содержание Al в торфе линейно нарастает, однако вследствие нарастающего разбавления общей золы кластогенной золой, богатой кремнеземом, величина алюмокремниевого модуля резко снижается. Несмотря на это, содержание  $Al_2O_3$  в золе прак-



Фиг. 1. Линейный тип распределения, подтип Ia

1 — пласт  $i_4$ , Воркутское месторождение, Печорский бассейн, наши данные, 78 проб углей марки Ж19; 2, 3, 4, 6, 7 — Березинское, Ильницкое и другие месторождения (Смирнов, 1971), фракции бурых углей Закарпатья; 5 — бассейн Мечек (ВНР) (Szilagyi, 1971), марка углей и количество проб не указаны; 8 — бассейн Боршод (ВНР) (Szilagyi, 1971), марка углей и количество проб не указаны; 9—11 — пласт II, месторождение Трояново, бассейн Марица-Восток (Болгария), 1570 проб лигнитов; 12 — месторождение Утрехт, провинция Наталь (ЮАР) (Kunstmann van Rensburg, 1968), фракции углей, марка не указана (фиг. 1, 7 — вместо Cl, читать Ce)

тически не изменяется в широком интервале зольности и составляет 7,2—7,9%, в среднем около 7,5% (табл. 3).

Прежде всего заметим, что ни одно из толкований, которые даются авторами материала, не годится, ибо не объясняет, каким образом стабильное содержание  $Al_2O_3$  в золе сочетается с падением алюмокремне-

Содержания Al, Si и величина алюмокремниевго модуля в низинных торфах Белоруссии, %

Интервал зольности, %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		SiO <sub>2</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>
	в торфе	в золе	в торфе	в золе	
4—8	0,39	6,22	1,2	17,7	0,45
8—12	0,84	7,91	2,8	27,2	0,34
12—20	1,18	7,91	5,6	37,4	0,31
20—40	2,22	7,34	15,4	54,5	0,20
40—60	3,36	7,19	35,1	75,9	0,16
60—80	5,51	7,50	58,8	76,4	0,09

Примечание. Составлено по данным К. И. Лукашева и др. (1971).

Таблица 4

Модель состава золы и распределения алюминия в белорусских низинных торфах

Содержание, %	Общая зольность, %				
	6	10	14	18	22 и более
Биогенная зола	2	2	2	2	2
Кластогенная зола	1	4	7	10	13
Сорбционная зола	3	4	5	6	7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в торфе	0,45	0,75	1,05	1,35	1,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в золе торфа	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5

вого модуля. Вывод ясен: Al содержится не в одном (кластогенном), а в двух компонентах золы — кластогенной и сорбционной (или растительной). Подберем модель, которая удовлетворительно объясняла бы наблюдаемую картину, для чего примем несколько вполне обоснованных допущений.

а) Пусть в торфе с зольностью 4—8% (в среднем 6%) не содержится кластогенной золы, или количество ее не превышает 0,5—1%<sup>4</sup>, и в этом торфе резко преобладает сорбционная зола.

б) Примем для этих малозольных торфов содержание биогенной золы, равное 2%, и, таким образом, получим следующую структуру золы:  $A_{\text{общ}} = 6\%$ : сорбционной золы — 3%, биогенной золы — 2%, кластогенной золы — 1%.

в) Примем для простоты, что биогенная зола не содержит алюминия; это очень близко к истине, ибо в корнях тростника и ветвях ольхи содержится всего 0,24—0,57% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> на золу (Лукашев и др., 1971).

г) Пусть в кластогенной золе содержится 7,5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, поскольку в атмосферной пыли, выпадающей на поверхность торфяника, по данным цитируемой работы, содержится 7—10% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

д) Допустим, что и сорбционная зола содержит 7,5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; это весьма правдоподобно при рассмотрении исходного модельного торфа.

е) Из данных о корреляционной связи в координатах «зольность торфа — содержание Si в торфе» и «зольность торфа — содержание Ca в торфе» (Лукашев и др., 1971) можно заключить, что кластогенная зола (Si) в этих торфах растет в среднем втрое быстрее сорбционной (Ca). Содержание биогенной золы, чтобы не усложнять схему, будем считать постоянным (хотя оно должно несколько снижаться). Тогда модель, построенная в табл. 4, дает ожидаемую картину: стабильность содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в общей золе при любых вариациях зольности.

Заметим, что единственное обязательное условие построения этой модели — равенство содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в сорбционной и кластогенной

<sup>4</sup> Это примерно соответствует зольности, создаваемой в верховых торфяниках только атмосферной пылью.

золах, а прочие условия (темп изменения классов золы) здесь не имеют значения.

4. Имеются и золы-носители и золы-разбавители. В этом варианте постоянство содержаний в золе может быть обеспечено только при строго фиксированных (единственных) соотношениях носителей и разбавителей.

Пусть  $A_{\text{общ}} = a_{\text{сорб}} + a_{\text{клас}} + a_{\text{бюог}} + a_{\text{кюнкр}}$ . Положим, что содержание некоторого компонента  $x$  в  $a_{\text{бюог}}$  и  $a_{\text{кюнкр}}$  нулевое, в  $a_{\text{клас}}$  —  $x_1$  и в  $a_{\text{сорб}}$  —  $x_2$ . По условию задачи, содержание  $x$  в  $A_{\text{общ}}$  должно быть постоянным:

$$x = \frac{x_1 a_{\text{клас}} + x_2 a_{\text{сорб}}}{A_{\text{общ}}} = C(\text{const}), \quad (6)$$

Чтобы выполнить условие уравнения (6), производная  $x$  по  $A_{\text{общ}}$  во всем интервале зольности от 0 до 100% должна быть равна нулю.

Путем дифференцирования находим:

$$x_1 (a_{\text{клас}})' + x_2 (a_{\text{сорб}})' = C,$$

$$\text{где } (a_{\text{клас}})' = \frac{da_{\text{клас}}}{dA_{\text{общ}}}; \quad (a_{\text{сорб}})' = \frac{da_{\text{сорб}}}{dA_{\text{общ}}}. \quad (7)$$

Приравняв выражения (6) и (7), найдем:

$$x_1 \left[ \frac{a_{\text{клас}}}{A_{\text{общ}}} - (a_{\text{клас}})' \right] = x_2 \left[ (a_{\text{сорб}})' - \frac{a_{\text{сорб}}}{A_{\text{общ}}} \right]. \quad (8)$$

Полагаем для простоты, что  $a_{\text{клас}}$  и  $a_{\text{сорб}}$  — линейные функции общей зольности  $A_{\text{общ}}$ :  $a_{\text{клас}} = a_0 + a_1 A_{\text{общ}}$ ;  $a_{\text{сорб}} = b_0 + b_1 A_{\text{общ}}$ .

Отсюда получим соотношение содержаний компонента в сорбционной и кластогенной золах:  $x_1/x_2 = b_0/a_0$ .

Следовательно, достаточно знать характер зависимости  $a_{\text{клас}}$  и  $a_{\text{сорб}}$  от  $A_{\text{общ}}$ , т. е. величины свободных членов  $a_0$ ,  $b_0$  в линейных уравнениях, чтобы найти искомое отношение  $x_1/x_2$ , обеспечивающее стабильность содержаний компонента  $x$  в общей золе. В частности, для модели, рассчитанной в нашей работе (Юдович, Шасткевич, 1966), где было принято нарастание 9,5% золы на каждый процент сорбционной золы, для обеспечения постоянного содержания элемента в общей золе, равного 1,2%, его содержание  $x_1$  в сорбционной золе должно составлять 2,37%, а в кластогенной  $x_2$  — 1%.

Важно отметить, что построенная модель останется в силе и в том случае, если  $a_{\text{сорб}}$  и  $a_{\text{клас}}$  по мере зольности изменятся нелинейно. Известно, что любая функция может быть аппроксимирована степенным полиномом, если не ограничивать порядка полинома. Допустим, что зависимости  $a_{\text{клас}}$  и  $a_{\text{сорб}}$  от  $A_{\text{общ}}$  выражаются полиномами одинаковой степени  $m$ :

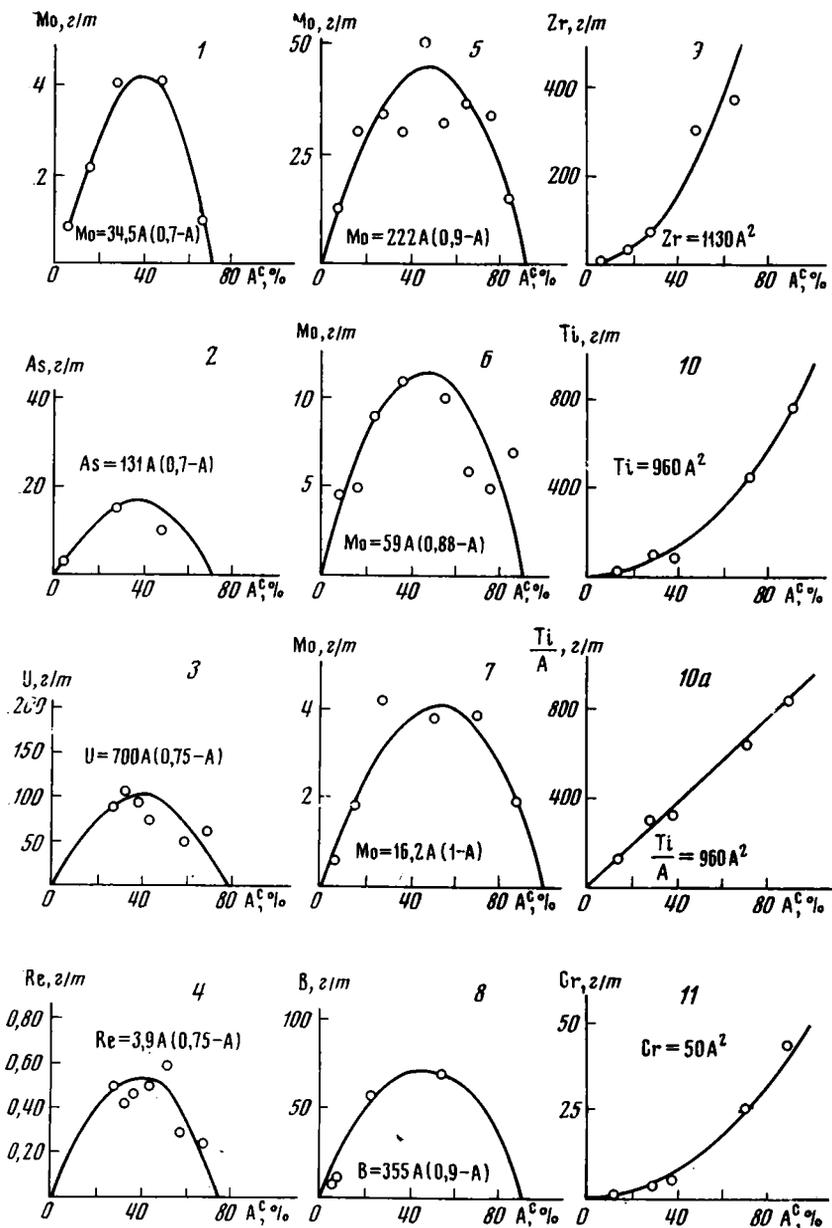
$$a_{\text{клас}} = \sum_{k=1}^m a_k \cdot A_{\text{общ}}^k; \quad a_{\text{сорб}} = \sum_{k=0}^m b_k \cdot A_{\text{общ}}^k,$$

где  $a_k$ ,  $b_k$  — числовые коэффициенты. Условие постоянства содержаний элемента в общей золе приводит к равенству:

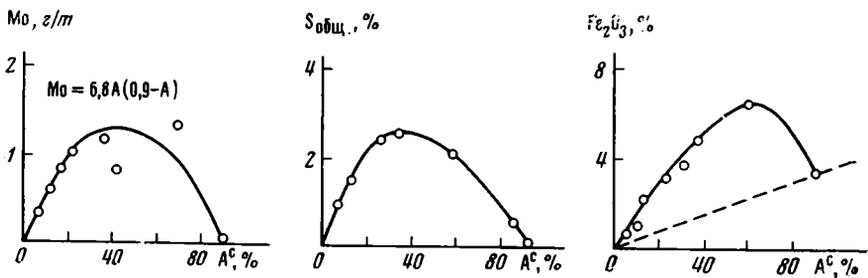
$$x = C = \frac{x_1 \sum_0^m a_k \cdot A_{\text{общ}}^k + x_2 \sum_0^m b_k \cdot A_{\text{общ}}^k}{A_{\text{общ}}}, \quad (9)$$

которое удобнее переписать в виде

$$x_1 \sum_0^m a_k \cdot A_{\text{общ}}^{k-1} = C - x_2 \sum_0^m b_k \cdot A_{\text{общ}}^{k-1}. \quad (10)$$



Фиг. 2. Нелинейный тип распределения, подтип Па (1—8), подтип Пб (9—11)  
 1, 2, 9 — пласт I, месторождение Трояново, бассейн Марица-Восток (Болгария) (Минчев, Ешкенази, 1972), 104 пробы лигнитов; 3, 4 — шахта «Цыганский поселок», угленосная площадь Дель Рей, Гренада (Испания) (Martin, Garcia-Rossel, 1970), 18 проб лигнитов; 5 — бассейн Боршод (ВНР) (Szilagyi, 1971), марка углей и количество проб не указаны; 6 — бассейн Мечек (ВНР) (Szilagyi, 1971), марка углей и количество проб не указаны; 7 — пласт II, месторождение Трояново, бассейн Марица-Восток (Болгария) (Минчев, Ешкенази, 1972), 1570 проб лигнитов; 8 — шахта «Болеслав Храбрый» (ПНР) (Kopieczynski, 1970), фракции углей типа 3б; 10, 10a, 11 — Березинское, Ильинское и другие месторождения (Смирнов, 1971), фракции сборной пробы бурых углей Закарпатья



Фиг. 3. Распределение Me, S и Fe в углях пласта  $i_4$  Воркутское месторождение, Печорский бассейн

Тождественность выражения (10) при всех значениях  $A_{\text{общ}}$  обеспечивается единственным образом: если коэффициенты при членах одинаковой степени равны:

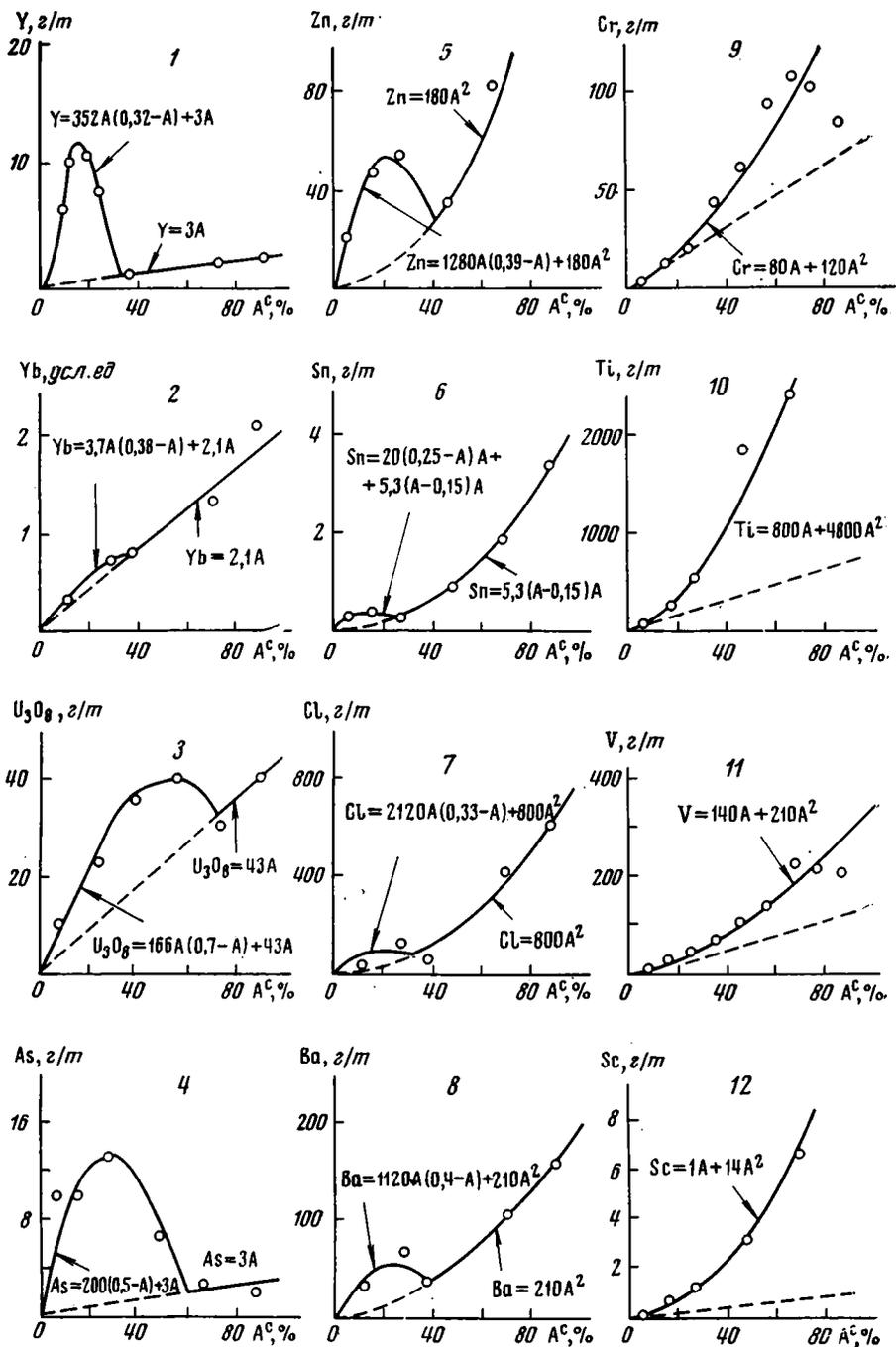
$$x = C \begin{cases} 1. x_1 a_1 + x_2 b_1 = C, \\ 2. \frac{x_1}{x_2} = -\frac{a_0}{b_0} = -\frac{a_1}{b_1} = -\frac{a_2}{b_2} = -\frac{a_3}{b_3} = \dots = -\frac{a_m}{b_m}. \end{cases}$$

Итак, тип распределения Ia может возникать по-разному; он характеризуется или существенно кластогенные элементы, или элементы со сложным поведением, которые входят одновременно в кластогенную и сорбционную золы. Добавим, что иногда тип Ia характеризует конкреционные (диагенетические) элементы. В частности, пример на фиг. 1 относится к южноафриканским углям, в которых Mn связан в основном с анкеритом (Kunstmann, Rensburg, 1968).

**Подтип Ib: Обратная линейная связь с зольностью, в золе содержания изменяются по гиперболическому закону.** В чистом виде эта модель нами не наблюдалась, но ее можно встретить в комбинации с другими. Для возникновения такого распределения нужно, чтобы элемент содержался только в органической части угля, причем его содержание  $x_2$  ( $ba_{\text{биог}}$ ) было бы примерно постоянным. Для этого, в частности, необходимо, чтобы микропетрографический состав углей не изменялся по мере роста зольности. Этому жесткому условию могут удовлетворить только элементы биогенной золы (B, Si, Co и др.), но редкость такой модели лишь раз подчеркивает незначительную роль биогенного (прижизненного) накопления элементов-примесей в углях.

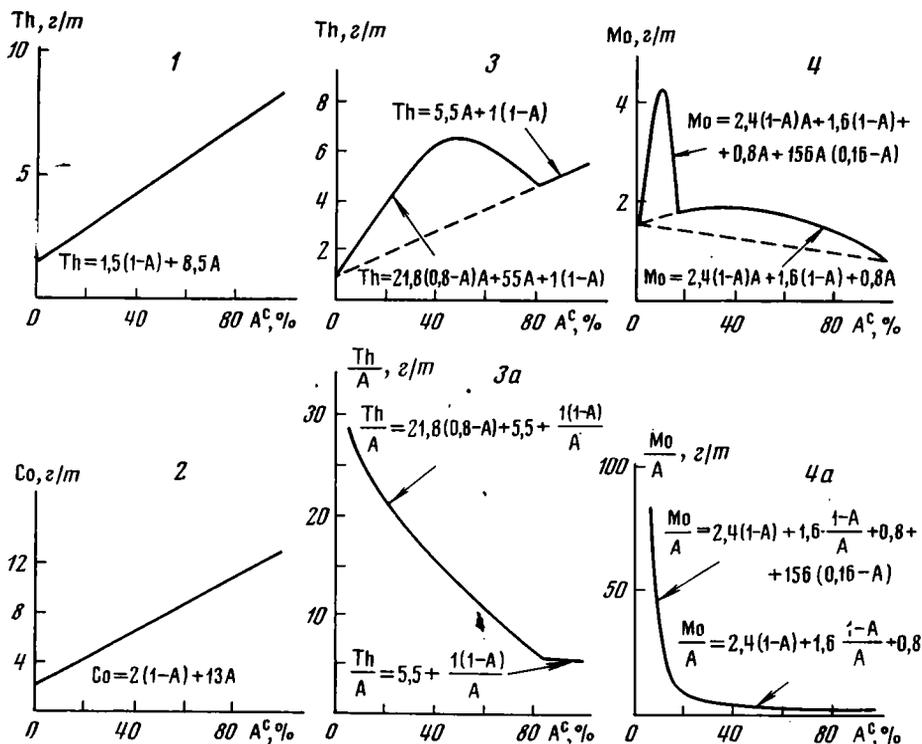
**Нелинейная модель. Подтип IIa: В угле содержания проходят через максимум, а в золе линейно убывают по мере роста зольности.** Приведенные на фиг. 2 кривые изменения Mo, As, U, Re, B имеют симметричный вид с максимумом при значении зольности, равной половине пороговой ( $A_n$ ), а в золе содержания линейно падают. Такое распределение может возникнуть двумя путями. 1) Если содержание золы-носителя убывает по линейному закону при переходе от малозольных углей к высокозольным. Это, по-видимому, имеет место в случае с Mo и S, которые находятся в углях (фиг. 3) в сульфидной форме. Той же зависимости, но усложненной присутствием силикатного Fe следует кривая распределения Fe. 2) Если с ростом зольности состав золы-носителя, в частности сорбционной золы, меняется таким образом, что концентрация в ней искомого компонента линейно растет. Если же состав органического вещества не меняется, то необходимо, чтобы пропорционально зольности росла сорбционная способность органики.

В последнем случае уравнение вида  $y = cA(1-A)$  достаточно строго выводится на основании закона Бертло—Юнгфлейша для реакций экстрагирования растворенного вещества, а также для процесса хемосорбции по изотерме Генри.



Фиг. 4. Комбинационный тип распределения

1 — пласт I, Воркутское месторождение, Печорский бассейн, наши данные, 78 проб углей марки Ж19; 2, 7, 8, 10 — Беганское месторождение (Смирнов, 1971), фракции бурых углей Закарпатья; 3 — бассейн Сульчис, Сардиния (Италия) (Nascimben, 1970), 170 проб лигнитов; 4, 6 — пласт II, месторождение Трояново, бассейн Марица-Восток (Болгария) (Минчев, Ешкенязи, 1972); 1570 проб лигнитов; 5, 12 — пласт I, месторождение Трояново, бассейн Марица-Восток (Минчев, Ешкенязи, 1972), 104 пробы лигнитов; 9, 11 — бассейны Боршод (Szilagyü, 1971), марка углей и количество проб не указаны (фиг. 4, 7 — вместо Cl читать Se)



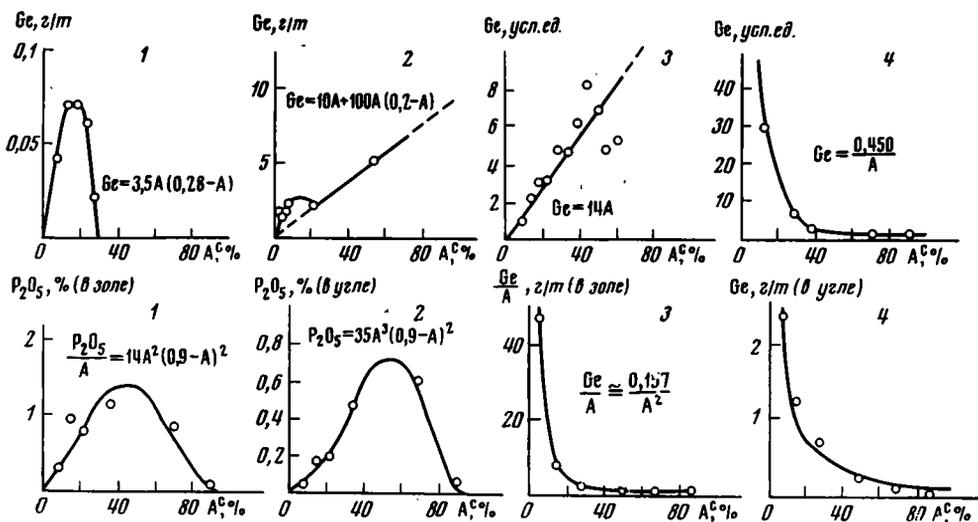
Фиг. 5. Комбинационный тип распределения

1, 2, 4, 4a — пласт *i*, Воркутское месторождение, Печорский бассейн, наши данные, 78 проб углей марки Ж19; 3, 3a — пласт «Мощный», Воркутское месторождение, Печорский бассейн, наши данные, 80 проб углей марки Ж19

Что касается величины «пороговой зольности»  $A_n$ , за пределами которой элемент отсутствует в углях либо подчиняется иному уравнению, то условно разбивая весь диапазон зольностей на три интервала 0,33, 33—66 и 66—100%, можно выделить следующие три группы элементов, для которых пороговая зольность, как правило, не выходит за указанные пределы: 0—33—Ge, Y, Yb, Zn, Sn, (Mn, Cu); 33—66—Ba, Be, Ga, Zr, V, Co, Ni, (As, Sr, Mn, Cu); 66—100—Mo, S, (As, Sr).

Для элементов, стоящих в скобках, пороговая зольность колеблется. В целом же, несмотря на некоторые колебания, которые отчасти могут быть вызваны неточностью интерпретации, величины пороговой зольности характерны для каждого конкретного элемента.

**Нелинейная модель. Подтип IIб:** В угле зависимость квадратического характера с монотонным ускорением роста содержаний по мере роста зольности ( $y = \text{const } A^2$ ), в золе — линейное возрастание. В чистом виде эта модель встречается редко. На фиг. 2 ей следуют Ti, Cr, Zr. Здесь почти не вызывает сомнения связь перечисленных элементов с кластогенными минеральными частицами, состав которых изменяется по мере роста общей зольности. Исследованиями углей Кузбасса (Шугуров, 1961) показано, что содержание почти всех аллотигенных минералов (шпинель, циркон, сфен и др.) за исключением биотита, закономерно возрастает от блестящих углей к матовым. Комбинационная модель образуется тем или иным сочетанием перечисленных выше простых моделей. Большинство элементов дают графики именно этого типа. Чаще всего комбинируются подтипы IIa и Ia, т. е. существенно сорбционный носитель и существенно кластогенный разбавитель. Ясно, что комбинационная модель гораздо более общая, чем ее крайние варианты (Ia, IIa); ей отвечают на



Фиг. 6. Распределение Ge и элементов-примесей в угле и золе

в верхнем ряду — распределение Ge в углях: 1 — пласт *и*<sub>4</sub>, Воркутское месторождение, Печорский бассейн, наши данные, 78 проб углей марки Ж19; 2 — фракции сборной пробы углей марки 33 польских бассейнов (Копиєczynski, 1970); 3 — Подмосковский бассейн (Методическое., 1967, 5383 пробы бурых углей; 4 — Беганьское месторождение (Смирнов, 1971), фракции бурых углей Закарпатья; в нижнем ряду — особые типы распределения элементов-примесей в углях и золе: 1, 2 — пласт *и*<sub>4</sub>, Воркутское месторождение, Печорский бассейн, наши данные, 78 проб углей марки Ж19; 3, 4 — пласт *и*<sub>2</sub>, месторождение Трояново, бассейн Марица-Восток (Болгария) (Минчев, Ешкенази, 1972), 1570 проб лигнитов;  $Ge \approx \frac{0,157}{A}$

фиг. 4 Y, Yb, U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>, As. Нередко также встречается комбинирование моделей *И*<sub>а</sub> и *И*<sub>б</sub>, т. е. опять-таки смешение сорбционного носителя с терригенным разбавителем с тем усложнением, что и состав разбавителя не остается постоянным. Этой модели следуют Zn, Sn, Ba, Ce на фиг. 4. Возможна также комбинация типов *И*<sub>а</sub> и *И*<sub>б</sub> Ti, Cr, V, Sc на фиг. 4, т. е. кластогенного носителя с сорбционным разбавителем. Реже встречается наложение трех и более простых моделей (фиг. 5), что, впрочем, может объясняться трудностью выделения таких зависимостей, особенно при резкой неспоставимости паев элемента, вносимых различными генетическими классами зола.

Указанные типы наиболее распространены, но в зависимости от конкретных геологических условий поведение элемента может удовлетворять почти любому типу. На примере Ge (фиг. 6, а) мы видим подтипы *И*<sub>а</sub>, *И*<sub>а</sub>, их комбинации; наконец можно встретить распределения, которые пока не удается описать в рамках выделенных типов (фиг. 6, б).

### ГЕНЕЗИС СОРБЦИОННОГО ОПТИМУМА

Наиболее примечательная особенность распределения элементов в углях — прохождение концентраций практически всех типоморфных элементов через максимум при определенной зольности углей.

По этой причине максимальные содержания элементов-примесей в ряду «уголь — порода» отвечают обычно высокозольным углям или углистым породам. Данное явление получило объяснение в нашей работе (Юдович, Шасткевич, 1966), в терминах оптимума сорбции, связанного со строго определенным значением рН торфяных вод. За прошедшее время накопилось много экспериментального материала о сорбции элементов из растворов на торфе, на гуминовых или фульвокислотах и об устойчивости гумино-органических комплексов при разных рН (Ешкеназу., 1967; Ковалев, Генералова, 1967; Соколова, 1968; Удодов и др., 1969;

Ong e. a., 1970). Одновременно накапливались наблюдения над поведением элементов непосредственно в современных торфяниках (Ковалев, Бенсман, 1967; Лукашев и др., 1971) и делались попытки создания общей теории процесса связывания элементов органическими кислотами (Ong e. a., 1970; Адмакин, 1970).

Можно заключить, что лабораторные эксперименты и непосредственные наблюдения в современных торфяниках и теоретические соображения однозначно указывают на следующую закономерность углеобразующего процесса: условие фиксации большинства редких элементов в торфяниках в форме труднорастворимых гуматов и фульватов — подщелачивание среды торфяника; такие условия реализуются только при достаточно высокой зольности торфов.

При этом важно заметить, что эффект подщелачивания торфяных вод должен был зависеть не только от количества терригенной взвеси, заносимой в торфяник, как это мы установили раньше (Юдович, Шасткевич, 1966), но и еще двух факторов: состава терригенного материала и состава поверхностных и грунтовых вод, поступающих в торфяник. Ясно, что для достижения одного и того же эффекта, например для поднятия рН с 5 до 6, достаточно гораздо меньшего поступления на торфяник терригенного материала, сложенного обломками основных железомagneзиальных изверженных пород, и гораздо большего — представленного продуктами размыва гранитоидов или кислых гнейсов. Аналогично критические значения рН будут достигнуты раньше (т. е. при меньшей зольности), если на торфяник поступали грунтовые жесткие воды из области развития карбонатных пород, и гораздо позже, если окружающие суходолы сложены кварцевыми песками. В частности, для торфяников, развивавшихся в зоне перехода угленосных формаций в пестроцветные, питание могло осуществляться щелочными жесткими водами, поступающими с соседних аридных территорий, что могло повышать рН торфяников уже при низких зольностях.

### ВЫВОДЫ

1. Анализ накопленных данных показывает, что содержания элементов-примесей в углях закономерно связаны с величиной зольности углей.

2. Закономерности имеют сложный характер вследствие полигенной природы минеральной части углей. Доказано, что, представляя уголь в виде двухкомпонентной системы «органическое вещество + минеральное вещество», нельзя объяснить большинство наблюдаемых зависимостей.

3. Ключ к пониманию эмпирических закономерностей дает концепция генетических классов золы углей. В ней учитывается, что по мере изменения суммарной зольности углей изменяются количества генетических классов в угле и содержания изучаемого элемента в данном генетическом классе. Эта концепция имеет наглядную геохимическую интерпретацию в терминах «зола-носитель» и «зола-разбавитель».

4. Имеется всего три основные математические модели распределения элементов-примесей в углях в зависимости от их зольности: простая линейная, простая нелинейная и комбинационная. Исходные — два первых типа, а комбинационный, характеризующий большинство реальных углей, возникает при различных сочетаниях первых двух. Подавляющее большинство реальных распределений возникает на базе сочетания кластогенной и сорбционной (реже конкреционной) зол, выступающих в роли носителей элемента в угле либо разбавителя элемента в общей золе. Каждый из типов описывается уравнением, обычно прекрасно аппроксимирующим фактические данные.

5. Утверждается, что возникновение нелинейных параболических связей элементов с зольностью следует приписывать наличию сорбционного оптимума для типоморфных элементов. Этот оптимум отвечает

определенной величине критической зольности, различной для каждого элемента. Основным регулятором сорбционной способности органического вещества в углеобразующих торфяниках была величина рН среды. Эта величина в свою очередь контролировалась: количеством терригенных примесей, заносимых в торфяник; их химическим составом; гидрохимической и ландшафтно-климатической обстановкой в областях древнего торфонакопления.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алмакин Л. А.* Соотношение между зольностью и содержанием германия в углях и его генетический смысл.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 6, стр. 1353—1355.
- Ковалев В. А., Бенсман В. Р.* Зависимость концентрации некоторых металлических элементов в торфе от его основных характеристик.— Докл. АН СССР, 1967, т. 11, № 9, 832—836.
- Ковалев В. А., Генералова В. А.* Взаимодействие гумусовых кислот с элементами-гидролизатами.— В сб. Материалы Семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск, 1969, стр. 91—99.
- Лукашев К. И., Ковалев В. А., Жуховицкая А. Л., Хомич А. А., Генералова В. А.* Геохимия озерно-болотного литогенеза. Минск, «Наука и техника», 1971, стр. 284.
- Методическое руководство по изучению и оценке месторождений угля на германий и другие редкие элементы. М., «Недра», 1967, стр. 311.
- Минчев Д., Ешкенази Г. Р.* Элементы-примеси във въглицата от басейна Марица-Изток.— Годишник на Софийск. ун-т, геол.-геогр. фак. Кн. 1, Геология, т. 64, 1971/1972, София, 1972.
- Павлов А. В.* По поводу статьи Я. Э. Юдовича «О распространении зольности в каменных углях Алмазно-Марьевского района Донецкого бассейна».— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 1, стр. 153—154.
- Смирнов Б. А.* Дослідження форми знаходження мікроелементів у бурому вугіллі методом гравітаційної сепарації.— Геол. і геохім горюч. копалин., 1971, вип. 24, стр. 57—68.
- Соколова Е. И.* Экспериментальные исследования по разложению минерального вещества гумусовыми кислотами (по литературным данным).— В сб.: Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. М., «Наука», 1968, стр. 121—139.
- Удодов П. А., Солодовникова Р. С., Лисовик Э. С., Курьшева Е. А.* Миграционные особенности некоторых металлов в присутствии органического вещества типа гумуса.— в кн.: Материалы комис. по изучению подзем. вод Сибири и Дальнего Востока. Сиб. отд. АН СССР, 1969, вып. 4, стр. 131—136.
- Шугуров В. Ф.* Некоторые аллотипенные минералы углей Томь-Усинского района Кузбасса.— В сб.: Материалы Совещания Сибирской тематической комиссии по истории угленакопления, вып. 1. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1961.
- Юдович Я. Э., Шасткевич Ю. Г.* Зольность углей и содержание в них редких элементов.— Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1966, № 9, стр. 68—76.
- Юдович Я. Э.* К вопросу о роли петрографических компонентов угля в концентрировании элементов-примесей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 7, стр. 92—103.
- Юдович Я. Э.* Геохимические ассоциации типоморфных элементов-примесей в углях и связанные с ними генетические проблемы.— В сб.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск. Кн. изд-во, 1968, стр. 204—218.
- Юдович Я. Э.* О распределении зольности в углях Алмазно-Марьевского района Донбасса.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 2, стр. 114—124.
- Юдович Я. Э., Корычева А. А., Обручников А. С., Степанов Ю.* Средние содержания элементов-примесей в ископаемых углях.— Геохимия, 1972, № 7, стр. 1029—1031.
- Ežkenazy Gr.* Adsorption of gallium on peat and humic acids — Fuel, 1967. vol. 46, № 3, pp. 187—191.
- Konieczynski J.* Badania nad wystepowaniem boru w weglach kamiennych.— Pr. Gl., inst. gorn., 1970, N 482, 3—26.
- Kunstmann F. H., Rensburg M., J. J. van.* The manganese content of South African coals.— Coal, gold and base minerals of Southern Africa, 1968, vol. 16, N 2, 45, 47, 49, 63.
- Martin A., Garcia-Rossell L.* Uranio y renio en rocas sedimentarias.— Bol. geol. y minero, 1970, t. 81, N 6, 45—55.
- Nascimben P.* Studio sulla distribuzione dell'uranio nelle ligniti di alcuni giacimenti italiani.— Ind. mineral., 1970, t. 21, N 2, 78—91.
- Ong L. H., Swanson V. E., Bisque R. E.* Natural organic acids as agents of chemical weathering.— U. S. Geol. surv. Profess. Paper, 1970, N 700-C, 130—137.
- Szilagy M.* The role of organic material in the distribution of Mo, V and Cr in coal fields.— Econ. Geol., 1971, vol. 66, N 7, 1965—1078.

## **ИЗМЕНЕНИЯ УГЛЕЙ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД**

**Ю. Р. МАЗОР, А. К. МАТВЕЕВ**

Рассмотрение ряда углефикации привело авторов к выводу о наличии нескольких границ, характеризующих новые качественные состояния угля, выраженные в существенной молекулярной перестройке и отраженные в изменении его химических и физических свойств. Все изменения углей до плотных бурых отнесены к диагенезу, от плотных бурых до конечной стадии жирных — к катагенезу. Все последующие изменения углей, вплоть до графита, относятся к метаморфическим. Сделана попытка дать возможные соотношения изменений углей и вмещающих их пород.

В геологии углей изменения свойств углей, прослеживающиеся направленно и закономерно на больших площадях, принято называть региональным метаморфизмом. Все изменения каменных углей связываются с этим процессом.

Использование термина «региональный метаморфизм» в применении к превращениям углей вызывает часто критику со стороны исследователей, изучающих неорганические осадочные и метаморфические породы. Критика эта в известной мере понятна, поскольку в петрографии и общей геологии термин «региональный метаморфизм» подразумевает такие изменения в осадочных породах, которые превращают их в новые собственно метаморфические породы, приобретающие в сравнении с осадочными принципиально иные свойства: своеобразные текстуры, структуры, специфические минеральный и химический составы.

Энциклопедический словарь (1964, стр. 23) определяет метаморфизм горных пород как «...процессы изменения структуры, минералогического, а иногда и химического состава горных пород в толще земной коры под влиянием высокой температуры, давления и химических воздействий».

Поскольку подобные изменения не обнаруживались в породах, вмещающих угли любых известных угольных бассейнов и месторождений, применение понятия «региональный метаморфизм» к изменениям углей внутри нормальных осадочных толщ многие считают неправомочным.

Действительно, как правило, угли даже высокой степени изменения, вплоть до антрацитов, залегают в породах, находящихся на тех стадиях преобразования, которые трактуются как ката- или метагенетические. Дальнейшие изменения свойств осадочных пород, характеризующие начальные проявления собственно регионального метаморфизма, фиксируются в связи с появлением в породах наряду с характерными минеральными ассоциациями трещин макро- и микроотслаивания (на стадии катагенеза), а также с развитием типичной сланцеватости (фацция зеленых сланцев) и изменением структуры и текстуры. Эти признаки выявляют значительную роль направленного давления — неперемного фактора регионального метаморфизма пород.

В последнее время общераспространенное определение метаморфизма горных пород существенно скорректировано А. В. Сидоренко, О. И. Луневой (1972) и др., установившими, что «... в процессе регио-

нальных метаморфических преобразований исходное вещество породы сохраняет свои первичные текстуры, а часто и структуры, и это не сопровождается перемещением вещества из одного слоя в другой» (стр. 19). «Только в процессе ультраметаморфизма создаются условия, благоприятные для перемещения расплава и его частичной или полной гомогенизации» (стр. 11).

В углях, как и во вмещающих эти угли породах, обычно отсутствуют признаки, которые могли бы характеризовать серьезную роль ориентированного давления, способного образовать сланцеватые породы. Отсутствует и специфические минеральные новообразования, так что соответствующие толщи угольных бассейнов нельзя считать прошедшими даже начальную стадию регионального метаморфизма.

Тем не менее, как уже указывалось, угли, залегающие в подобных толщах, геологи-угольщики и углепетрографы называют регионально-метаморфизованными и выделяют в их ряду достаточно уверенно целую серию стадий регионального метаморфизма углей. Что это — обычный консерватизм или в применении термина «региональный метаморфизм» в отношении изменения углей есть определенный смысл?

Казалось, можно было бы региональные изменения углей обозначить каким-либо другим термином. Так, учитывая, что из двух главных факторов превращения пород и углей — температуры и давления — последний не выявляет своей роли достаточно наглядно на рассмотренных стадиях изменения угленосных толщ (хотя, разумеется, действует постоянно), можно было бы метаморфизм углей считать собственно термическим, точнее, геотермическим. Подобное название соответствовало бы явлениям, происходящим в угольном веществе, все изменения которого идут в направлении удаления летучих веществ и концентрации углерода; угলেখимики объясняют их именно воздействием преимущественно повышенных температур. Кроме того, такой термин связывал бы упомянутые превращения углей с геологическими условиями залегания вмещающих толщ, структурные особенности которых диктовали бы различия в силе воздействия на породы геотермического фактора, т. е. тепла глубин Земли, а не каких-либо локальных тепловых полей.

С другой стороны, считаясь с тем, что породы, вмещающие угли, до антрацитов включительно, находятся всего лишь на стадиях катагенеза, можно было назвать превращения углей от бурых к антрацитам также катагенетическими и метагенетическими, чтобы избежать несоответствия терминов.

На это несоответствие указывает Н. Б. Вассоевич: «Органическое вещество в осадочных породах, в том числе и в углях, до наступления собственно метаморфизма успевает превратиться в антрацит высшей стадии карбонизации и даже графитизироваться. Поэтому правильнее применять для обозначения стадий прогрессивного литогенеза углей и горючих сланцев, связанного с нарастанием температур до 200° С (и давлений до 1500 атм), те же термины, которые уже употребляются для обычных осадочных пород, иными словами, вслед за диагенезом охватывающим процессы образования из торфа бурого угля, выделять подстадии и этапы катагенеза...» (1971, стр. 225).

Но здесь необходимо учитывать следующие обстоятельства. Различные осадочные породы, в том числе органические, как это видно и из приведенной цитаты, с разной скоростью и в различной степени реагируют на изменения термодинамических условий, причем дифференциальное поведение пород устанавливается не только при процессах метаморфизма, но и при эпигенезе. Факт особой «чувствительности» углей и солей по сравнению с силикатными терригенными породами к воздействию повышенной температуры отмечали еще У. Грубенман, М. Ниггли (1933). И. И. Аммосов (1967, стр. 27) считает, что угли «подвергаются глубоким метаморфическим изменениям раньше, чем метаморфизуется

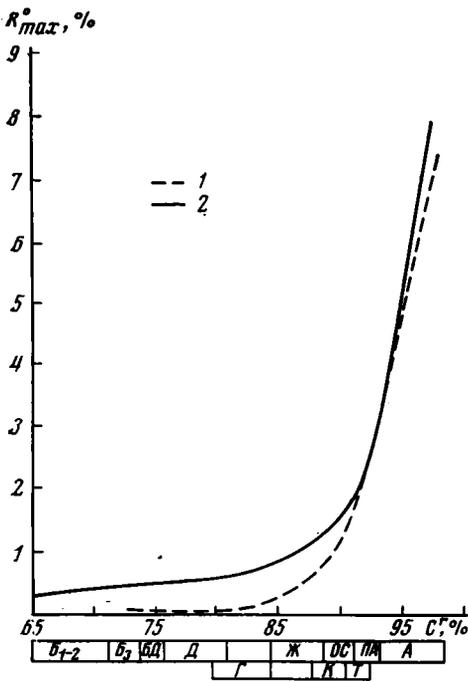
большая часть неорганических минералов». На это же указывают Г. Ларсен и Дж. В. Чилингар (1971).

Уголь на рассматриваемых стадиях ката- и метагенеза вмещающих пород претерпевает столь серьезные изменения своего химического состава и физических свойств (вплоть до молекулярных перегруппировок), что его последующие превращения приводят уже к полному обращению из специфической породы — горючего каустобиолита — в качественно иную форму существования первичного органического вещества — в негорючий кристаллический графит, т. е. если неорганическая осадочная порода, претерпев катагенез, метагенез, а затем последовательно все стадии регионального метаморфизма (фация зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовая и т. д.), достигает предельного состояния эклогита, то угольное вещество приходит к конечной стадии своего превращения уже непосредственно после перехода антрацита в графит. И в то время, как осадочная порода после катагенеза и метагенеза вступает в сферу собственно метаморфизма, угли уже завершают свой метаморфизм — превращение, обратившись в вещество с принципиально новыми качественными свойствами. Именно эти обстоятельства, особенно степень изменения химического состава и физических свойств и интуитивно понимаемая конечность превращения, позволяли геологам-угольщикам употреблять термин «региональный метаморфизм», относя его, конечно, к изменениям углей, но не к изменениям вмещающих их пород.

Любопытно отметить, что ни в одном из угольных бассейнов мира нет графитов, связанных в своем образовании с процессом собственно регионального метаморфизма, в большинстве случаев причина их образования — контактовое воздействие различных интрузий. Это обстоятельство привело в свое время некоторых исследователей к выводу, что конечная стадия превращения углей — антрациты, а не графиты. В связи с этим следует упомянуть, что в древних толщах регионально метаморфизованных пород отмечаются послойные линзы, пласты и тонкие пропластки графитов (не гнезда или секущие жилы собственно метаморфического генезиса). Такие, очевидно, «осадочные» графиты («параграфиты») обнаруживаются с одинаковым успехом в породах, находящихся как на стадиях фации зеленых сланцев (Судовиков, 1964), так и на стадиях амфиболитовой фации (пенченгинская серия Енисейского кряжа). Подобные факты еще раз подчеркивают, что условия, приводящие к значительным изменениям пород на стадиях регионального метаморфизма, уже не оказывают «превращающего», т. е. метаморфического, воздействия на органическое вещество, обратившееся в графит.

Отсюда следует неизбежный вывод: до наступления конечной стадии превращения углей — графита, они должны пройти соответствующие метаморфические изменения, как осадочные породы до стадии эклогита проходят все фации регионального метаморфизма. И если регионально измененные графиты появляются лишь на стадии фации зеленых сланцев, то метаморфизм углей должен протекать до начала собственно метаморфизма пород. Естественно, что собственно метаморфическим изменениям углей будут предшествовать их ката- и диагенетические преобразования.

Здесь мы подходим к наиболее трудному вопросу: о границе между метаморфизмом углей и их катагенезом. Существующие точки зрения на это часто полярны. А. Шюллер (Schuller, 1961) и Г. Винклер (Winkler, 1964) все изменения углей до стадии графита относят к диагенетическим. Ранее А. Б. Травин (1950) проводил эту границу между отощенно-спекающимися углями и тощими. Ю. А. Жемчужников (1952) и Г. А. Иванов (1968) относят начало метаморфизма углей к границе бурых и каменных. М. и Р. Тайхмюллер (Teichmüller, Teichmüller, 1966) считают, что при переходе от торфа и бурого угля к стадии каменного и антрацита происходят такие сильные вещественные и структурные из-



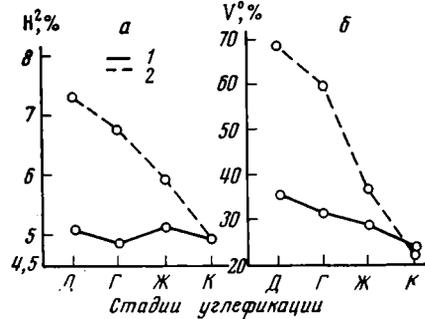
Фиг. 1

Фиг. 1. Отражательная способность лейптинита в кедровом масле ( $R^0_{max}$ ) углей Донбасса (Л. И. Сарбеева)

1 — средняя линия отражательной способности лейптинита мало-, средне- и восстановленных углей; 2 — то же для витринита  $C^r$  — содержание углерода в угле на безводное и беззольное вещество

Фиг. 2. Характеристика витринита и экзинита углей разной степени углефикации (Kögger, 1957)

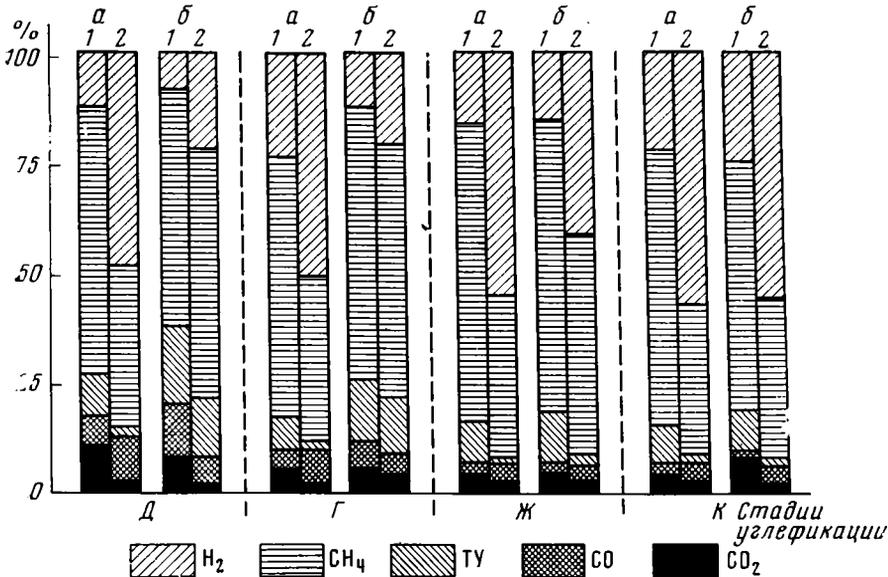
$a$  — содержание водорода,  $b$  — выход летучих веществ; 1 — витринит; 2 — экзинит



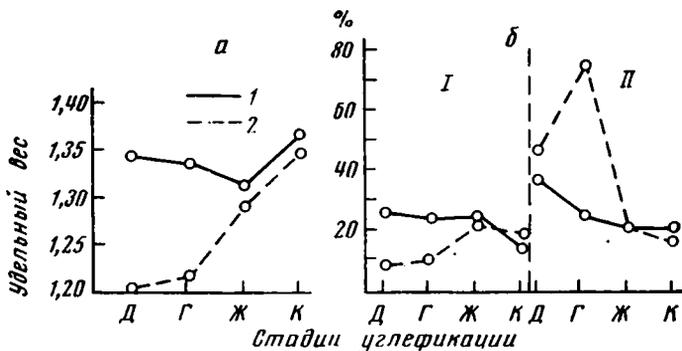
Фиг. 2

менения, что следует говорить уже о метаморфизме, даже если почти все другие сопутствующие отложения не испытали столь глубоких превращений.

Для попыток решения вопроса о границе между метаморфизмом и катагенезом, вероятно, следует обратиться к ряду изменения углей от бурых до антрацитов, и, исключив из рассмотрения ближайшие к антра-

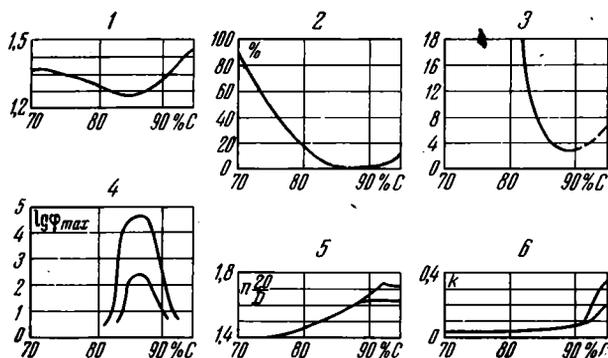


Фиг. 3. Состав газов сухой перегонки витринита и экзинита углей разной степени углефикации (Kögger, 1960)  $a$  — витринит;  $b$  — экзинит. Фракция при нагревании 1 — до 200, 2 — 200—800°; ТУ — тяжелые углеводороды



Фиг. 4. Характеристика витринита и экзинита углей разной степени углефикации (Kögger, 1960)

1 — витринит; 2 — экзинит; а — удельный вес; б — растворимость в пиридине: I — исходные, II — после нагревания



Фиг. 5. Физические изменения витрина в процессе углефикации (по М. Тайхмюллер)

1 — плотность; внутренняя поверхность, пористость, 2 — наибольшая внутренняя влажность, 3 — теплота смачивания (метанолом); 4 — текучесть при карбонизации; 5 — показатель преломления; 6 — показатель абсорбции

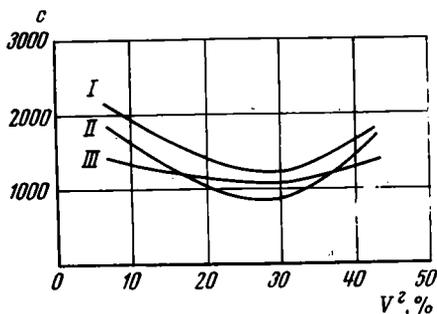
циту переходы как пограничные конечного члена преобразования — графита (верхняя граница метаморфизма), найти нижнюю границу метаморфизма, которая, несомненно, должна быть связана с определенным переломом в химических и физических свойствах углей.

В этой связи в первую очередь обращают на себя внимание изменения углей, происходящие на конечной стадии жирного угля с отражательной способностью витринита в масляной иммерсии 1,1%, с выходом летучих веществ в витрене 29% (на сухое обеззоленное вещество) и содержанием углерода 87% (на сухое обеззоленное вещество).

Таблица 1

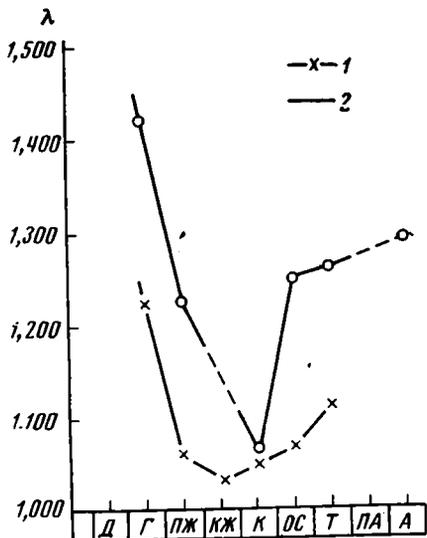
Плотность и общая пористость углей различной степени углефикации на органическую массу (Л. И. Сарбеев, 1968)

Стадия углефикации	Плотность	Общая пористость, %	Стадия углефикации	Плотность	Общая пористость, %
Бз	1,33—1,36	13—21	ОС	1,26—1,30	3—5
Д	1,27—1,38	10—15	Г	1,30—1,36	4—6
Г	1,23—1,31	4—10	ПА	1,38—1,40	5—7
Ж	1,22—1,29	4—6	А	1,48—1,75	4—10
К	1,24—1,30	2—5			



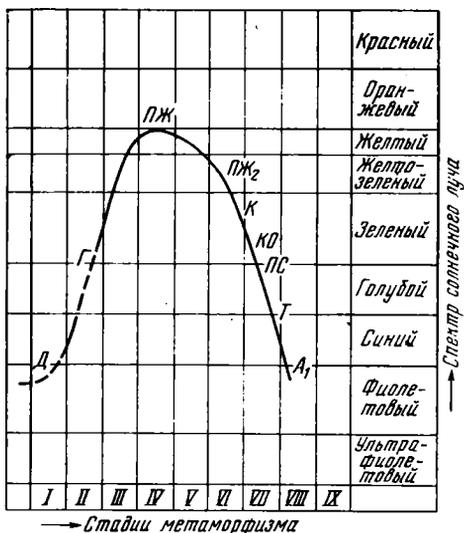
Фиг. 6. Скорость ультразвука ( $c$ ) в каменных углях по трем основным направлениям (Мартынов, Матвеев, 1962)

*I* — параллельно слоистости и главной трещиноватости; *II* — параллельно слоистости и перпендикулярно главной трещиноватости; *III* — перпендикулярно главной трещиноватости

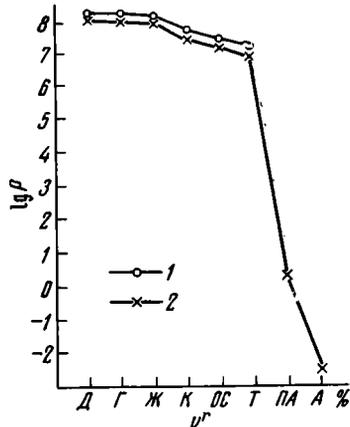


Фиг. 7. Зависимость коэффициента акустической анизотропии ( $\lambda$ ) каменных углей различных бассейнов от стадии углефикации

1 — Кузбасс; 2 — Донбасс



Фиг. 8. Зависимость флуоресценции битумов от стадии углефикации (Аммосов, Бабинкова, 1951)

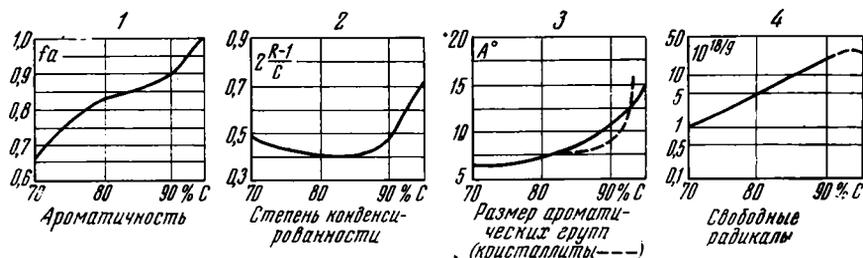


Фиг. 9. Зависимость удельного электрического сопротивления ( $\rho$ ) от степени углефикации (Топорец и др., 1962)

1 — Кузбасс; 2 — Донбасс

Именно на этом рубеже в микрокомпонентах группы экзинита, отличающихся, как известно, особой чувствительностью к термобарическим изменениям, начинает появляться в отраженном свете анизотропия, достигающая своего максимума в антрацитах. Оптические свойства экзинита до указанной стадии изменяются незначительно, и лишь на этой границе экзинит становится явно светлее в коспадающем свете. При выходе летучих порядка 22—20% и содержании углерода 89% (на сухое обеззоленное вещество) экзинит по оптическим и химическим свойствам уже неотличим от витринита (фигуры 1, 2).

По данным К. Крегера (Kröger, 1957, 1960), стирание значительных различий в составе и свойствах витринита и экзинита у длиннопламен-



Фиг. 10. Изменение витрена в процессе углефикации (по М. и Р. Тайхмюллер)

ных и газовых углей начинает осуществляться на стадии жирных углей и заканчивается на коксовой. Это касается состава газов сухой перетонки (фиг. 3), растворимости витринита и экзинита в пиридине и этиленdiamине и других свойств (фиг. 4). Е. Щадецки-Кардош также отмечал наличие перелома в свойствах споринита, резинита и альгинита на жирной стадии.

Если принять изменение оптических свойств как результат увеличения напряжений в пласте, то небезынтересно рассмотреть изменение других физических свойств в ряду каменных углей. Характер этих изменений в витрене представлен на фиг. 5. Хорошо видно, что указанной выше границе — содержание углерода 87—89% и выход летучих 29—20% — отвечают самая низкая плотность, микропористость и площадь внутренних поверхностей и максимальные пластичность и спекаемость. Механическая прочность углей, их удельный вес и общая пористость характеризуются в этих пределах минимальными значениями (Сарбеева, 1968; Ким, Летушова, 1968) (табл. 1), как и коэффициент акустической анизотропии и скорость ультразвука (фигуры 6, 7). Флуоресценция битумов (фиг. 8) достигает максимума.

В целом изменения физических свойств углей характеризуются параболической либо гиперболической кривой. Изменяющиеся по параболической кривой истинный удельный вес, твердость, вязкость, хрупкость, общая пористость, коэффициент акустической анизотропии, частота эндогенных трещин, флуоресценция битумов и прочие свойства отличаются максимумами или минимумами своих значений в районе средних стадий углефикации каменного ряда.

Оптическая анизотропия, показатели преломления, абсорбции, отражательная способность и прочие свойства изменяются по гиперболической кривой, обнаруживая примечательную особенность: медленное изменение до средних стадий углефикации каменного ряда и быстрое — с границы, определяемой содержанием углерода 89% и выходом летучих веществ 20% (Сарбеева, 1968; Тайхмюллер, 1971). Удельное электрическое сопротивление, например, характеризуется малым градиентом изменения от длиннопламенных до тощих углей и большим — от тощих до

антрацитов (фиг. 9). Кстати, необходимо заметить, что параболическая кривая чаще всего имеет асимметричную форму: углы наклона кривой, характеризующей изменения высокоуглефицированных членов ряда, более крутые.

Изменения химических свойств в ряду углефикации каменных углей также обнаруживают вполне определенные закономерности. Содержание влаги аналитической имеет параболическую зависимость с минимумом в области средних стадий углефикации (табл. 2), а теплота сгорания — с максимумом в этой же области. Выход летучих веществ (на безводное и беззольное вещество) характеризуется падением на всем пути углефикации (Ким, Летушова, 1968), но при этом отмечается характерная интенсификация выхода летучих веществ со стадии Ж до ПА. Содержание углерода (на безводное и беззольное вещество), напротив, характеризуется однонаправленным увеличением с одновременным уменьшением содержания водорода с небольшим максимумом в области газовых углей и началом интенсивного обеднения водородом на границе К и ОС (в углях Кузбасса).

К приведенной характеристике остается лишь добавить, что нефтепроявления, отмечаемые в угольных бассейнах и приуроченные к самим угольным пластам, связаны с углями средних стадий углефикации, что объясняется интенсивностью газовыделения на этих стадиях и возможным вымыванием газом наиболее подвижной, масляной, части дисперсно-рассеянных битумов (В. И. Ермаков, 1972). Отмечается увеличение содержания тяжелых углеводородов в углях Г, Ж, К.

Приведенные результаты изменения углей каменного ряда на средней стадии углефикации — отражение молекулярной перестройки, переживаемой углем.

Большая часть исследователей в настоящее время (Гаврилова, 1962; Нестеренко, 1969) рассматривают каменные угли как высокомолекулярное органическое соединение с основной структурой макромолекул в виде конденсированных ароматических группировок (систем, ядер) с присоединенными к ним длинными цепями и мостиковыми связями, обогащенными кислородом и водородом групп —ОН, —СООН, —СН<sub>3</sub>.

Таблица 2

Наиболее характерные колебания основных химических показателей ряда углей Кузбасса (Ким, Летушова, 1968)

Стадия метаморфизма	Содержание влаги, %	Ща, %	$d_k, \text{э/см}^3$	$Q_D^*, \text{кал/г}$	V	На безводное и беззольное вещество, %			
						C	H	O	
Д	80	4,5—7,0	1,30—1,32	7600—8000	38—46	78,0—91,5	5,2—5,9	12,0—14,0	
Г	80	1,3—3,5	1,25—1,28	8000—8500	34—45	81,0—85,5	5,2—6,1	5,5—9,0	
Ж	80	0,8—2,0	1,25—1,30	8350—8650	24—36	85,5—88,8	4,8—5,8	3,3—6,0	
К	70—80	0,7—1,3	1,27—1,32	8500—8750	18—26	88,5—90,0	4,5—5,3	2,5—4,2	
ОС	70	0,8—1,2	1,29—1,34	8450—8700	14—20	89,5—91,0	4,2—4,8	2,0—3,6	
Т	60	0,9—1,3	1,32—1,38	8400—8650	7—14	90,5—93,0	3,5—4,4	1,4—3,0	
ПА	60	1,0—1,4	1,38—1,42	8300—8500	5—7	92,5—94,0	3,0—3,5	1,3—2,6	
А	60	2,0—3,5	1,62—1,68	8000—8200	2—3	95,0—96,5	1,8—2,2	0,5—1,2	

На начальной стадии каменного ряда ароматические группировки отличаются относительно небольшими размерами. П. Б. Хирш (Hirsh, 1954) показал, что в углях с содержанием углерода 78—85% диаметр углеродных сеток около 8Å. Число бензольных колец в каменных углях, по ряду данных, 12—40 (Агроскин, 1965). Ширина конденсированной системы газовых и жирных углей равна 12—15 Å, достигая в антра-

Таблица 3

Кристаллохимическая характеристика витринита

Содержание углерода, %	Диаметр слоя, Å	Максимальное число слоев на кристаллит	Расстояние между слоями, Å	Содержание углерода, %	Диаметр слоя, Å	Максимальное число слоев на кристаллит	Расстояние между слоями, Å
94,1	16	8—10	3,43	87,3	7	6	3,52
91,4	11	8	3,52	84,4	8	5—6	3,54
89,3	9	7—8	3,50	80,1	8	4—5	3,64
89,0	9	7—8	3,52	78,3	7	3—4	3,75

цитах 40—50 Å; соответственно в поперечнике системы на стадиях Г и Ж содержится около 10 ядер, у антрацитов — около 35. Длинные цепи и мостиковые связи по мере повышения степени углефикации отщепляются в виде летучих: H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, а затем CH<sub>4</sub>. Параллельно с этим процессом происходит увеличение размеров ароматических группировок. Диаметр углеродных сеток заметно резко возрастает в антрацитах, но, по данным П. Б. Хирша, уже при содержании углерода 89% разрываются химические связи углеродных сеток и они отделяются друг от друга. В дальнейшем по мере течения углефикации сетка медленно срастается и их структура приближается к графитовой.

Рост ароматических группировок (фиг. 10) сопровождается увеличением концентрации ароматического углерода. При содержании углерода 87% наблюдаются резкое уменьшение потери кислорода и выделение водорода (в виде метана).

Разрыв связей на средней стадии углефикации объясняет хорошую спекаемость, растворимость и другие свойства углей, достигающие максимума или минимума своих значений, и дальнейшее убывание подвижности вследствие образования высококонденсированных систем, характеризующихся значительными силами притяжения между собой (Агроскин, 1965).

Необходимо заметить, что рентгеноструктурные исследования (Хирш, 1963; Касаточкин, 1951, 1953, 1969; и др.) дали возможность определить число ориентированных слоев в кристаллах и показать увеличение степени упорядоченности в ряду углефикации каменных углей (табл. 3).

Различия в исходном материале и соответственно в структуре гумусовых и липоидных компонентов, обуславливающих специфику их преобразования до стадии Ж включительно, и дальнейшая потеря (со стадии К) индивидуальности прежде всего свидетельствуют о резком сближении молекулярных структур и появлении качественно новой структуры сначала у экзинита и затем у витринита. Отсюда и появление анизотропии в отраженном свете на конечной жирной стадии углефикации.

Инверсия свойств на средней стадии изменения каменных углей уже давно получила у углехимиков название «скачка углефикации» (Patteisky, Perjatel, 1925; Patteisky, 1953; Stach, 1958). Обращали на это внимание и геологи. Так, еще А. К. Матвеев (1947) на основании изменений теплоты сгорания углей и теории напряжения Хюккеля об увеличе-

нии в молекулярной решетке атомов углерода и соответственно напряжения в ней, что приводит к перестройке и появлению другой молекулярной структуры, предположил наличие такой перестройки на границе углей и К и ПС.

Как показывает рассмотрение изменений физических и химических свойств, начало инверсии неоднозначно по различным показателям, но преимущественно приходится на рубеж конечных жирных углей с отражательной способностью витринита в масляной иммерсии 1,1% с выходом летучих веществ в витрене 29% (на сухое обеззоленное вещество) и содержанием углерода 87% (на сухое обеззоленное вещество).

Эту границу, характеризующую новое качественное состояние угля, выраженное в существенной молекулярной перестройке и отраженное в изменении химических и физических свойств, предлагается принять за начало его метаморфизма (нижняя граница метаморфизма).

Не менее сложен вопрос о границе между катагенезом и диагенезом. Переход от бурого угля к каменному происходит постепенно. Так же постепенно осуществляется переход от торфа к бурому углю. Граница между бурыми углями и каменными неоднозначна и зависит от принимаемых параметров.

Международным комитетом по петрологии углей (International..., 1963) граница между бурыми и каменными углями принята, по предложению К. Паттейски и М. Тайхмюллер (Patteisky, Teichmüller, 1960), по содержанию в витрене воды 8—10%, выходу летучих веществ около 42% (на сухое обеззоленное вещество), теплоте сгорания 7000 ккал/кг (на обеззоленное вещество), отражательной способности в масляной иммерсии около 0,5%, содержанию углерода около 77%, кислорода 16%.

Согласно промышленной классификации углей (система ЕСЕ), блестящий бурый уголь отнесен к каменным, а граница с матовым бурым углем определяется по теплоте сгорания 5700 ккал/кг, при влажности около 25%, выходе летучих около 49%, содержании углерода около 71%.

Наиболее значительные петрографические изменения отмечаются при переходе от бурого мягкого землистого угля к бурому плотному матовому (Тайхмюллер, 1954, 1971). Эти изменения более резки и существенны по сравнению с переходами к другим классам углей. Мягкий бурый уголь лишь тверже и плотнее торфа. Наблюдается хорошая сохранность растительных тканей, слабая их деформация. Полости клеток еще заполнены водой или свободны. Отражательная способность гумусовых веществ в масляной иммерсии менее 0,3%, анизотропия параллельно напластованию отсутствует. Твердый матовый бурый уголь уже напоминает каменный. Растительные остатки в нем практически неразличимы без микроскопа, под микроскопом наблюдается однородное гумусовое вещество. Стволы (ксилиты) в мягких бурых углях слабо отличаются от современных, в плотных бурых они уже гумифицированы. Свободные полости клеток тканей почти отсутствуют. Появляется двупреломление.

При столь существенных петрографических отличиях между мягкими и плотными бурыми углями химические изменения при переходе от первых ко вторым относительно незначительны, хотя и наблюдаются. Так, влажность свежедобытого угля изменяется от 75—35% в мягких бурых до 35—25% в плотных бурых, выход летучих веществ на сухое обеззоленное вещество — от 65 до 53—49%, теплота сгорания витрена — от менее 4000 до 5500 ккал/кг, содержание углерода (на сухое обеззоленное вещество) в среднем от 60—69% в мягком буром угле до 51% в твердом буром, отражательная способность увеличивается до более чем 0,3%.

Гумусовые кислоты у твердого бурого угля теряют кислый характер и способность растворяться в щелочах. Увеличивается размер молекулярных группировок гумусового вещества.

Схема преобразования углей и вмещающих пород

Процессы превращения вмещающих пород	Результаты превращения		Процессы превращения органического вещества		
	вмещающие породы	органическое вещество			
Седиментогенез	Осадок	Растительный материал: торф, сапрпель	Седиментогенез		
Диagenез	Осадочная порода	Лигнит, бурый уголь мягкий землистый (B <sub>1</sub> )	Диagenез		
Катагенез	Ранний (начальный)	Зона неизменного глинистого цемента, пористость пород 40—10%	Бурые угли плотные матовые B <sub>2</sub> , бурые угли плотные блестящие B <sub>3</sub>	Ранний	Катагенез
	Поздний (глубинный)	Зона измененного глинистого цемента, пористость пород 4—10%	Каменные угли от длиннопламенных до жирных (Д—Ж)	Поздний	
Метагенез	Ранний	Зона кварцитовидных структур и хлорит-серпентинового цемента, пористость пород 2—3%	Каменные угли коксовые и отоценно-спекающиеся (К—ОС)	Ранний	Метаморфизм
			Каменные угли тощие и полуантрациты (Т—ПА)	Средний	
	Антрациты (А)	Поздний			
	Графит	Ультраметаморфизм			
Поздний	Зона шиповидных структур и мусковит-хлоритового цемента, пористость пород 1—2%, фация зеленых сланцев				
Региональный метаморфизм	Эпидот-амфиболитовая фация и др.				

Однако существует мнение и о самостоятельных линиях генезиса мягких и плотных бурых углей, позволяющее соответственно не рассматривать плотные бурые угли в качестве более углефицированных разновидностей мягких бурых (Богданова, 1968). Это мнение возникло в связи с обнаружением на Украине на стадии Б как мягких, так и плотных бурых углей.

Однако, учитывая общепринятое ныне подразделение бурых углей на мягкие, плотные матовые и блестящие, составляющие единый углефикационный ряд, и учитывая серьезность петрографических изменений между мягкими и плотными бурыми углями, представляется возможным провести границу между ката- и диагенезом именно по переходу между этими углями. Этой границе соответствует влажность свежедобытого угля 35%, выход летучих веществ в витрине (на сухое обеззоленное вещество) около 53%, теплота сгорания витрена обеззоленного 4000 ккал/кг, содержание углерода в витрине (на сухое обеззоленное вещество) около 69%, отражательная способность витринита в масляной иммерсии около 0,3%. Ранее И. И. Аммосов (1967), И. И. Аммо-

сов и др. (1971) границу между диагенезом и последующими процессами литогенеза провели именно по смене землистого бурого угля плотным бурым углем.

В заключение представляется важной возможность четко проследить по изменениям в углях те ступени превращений, которые несомненно затрагивают и вмещающие породы, а также выявить соответствие и общую стадийность процессов углефикации и катагенеза — метагенеза вмещающих угли осадочных пород.

Исходя из рассмотренных представлений, сделана попытка дать возможные соотношения указанных изменений углей и вмещающих их пород (табл. 4)<sup>1</sup>. Превращения неорганических осадочных пород на стадиях ката- и метагенеза приводятся согласно данным Н. В. Логвиненко (1968), А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1966).

По-видимому, к раннекатагенетической стадии должен быть отнесен бурый неокисленный уголь, поскольку окисленные бурые угли обладают возможностью давать генетические ряды, идущие синдромно с рядом каменных углей, но всегда имеющие большую степень окисленности по сравнению с каменными (Веселовский, 1955).

На прилагаемой схеме (табл. 4) видно, что уже на стадии раннего катагенеза осадочных пород заканчиваются катагенетические преобразования углей, а позднему катагенезу пород соответствуют метаморфические изменения углей, отражая тем самым повышенную чувствительность органического вещества к усилению термобарического воздействия и соответствующую замедленность реакции изменения у вмещающих угли осадочных пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Агроскин А. А. Физика угля, М., «Недра», 1955.
- Аммосов И. И., Бабинкова Н. И. Применение люминесцентного метода для характеристики свойств ископаемых углей.— Изв. АН СССР. Отд. техн. наук, 1951, № 3.
- Аммосов И. И. Литификация и нефтеносность.— В кн.: Петрология углей и парагенез горючих ископаемых. М., «Наука», 1967.
- Аммосов И. И., Еремин И. В., Калмыков Г. С. Шкала антралификации.— Тр. ИГИРГИ АН СССР, М., 1971, вып. 2.
- Богданова М. Б. Закономерности изменения бурых углей Украины в процессе углефикации.— В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968.
- Вассоевич Н. Б. О некоторых терминах, связанных с изучением органического вещества осадков и осадочных горных пород.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971.
- Веселовский В. С. Химическая природа горючих ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Гаврилова О. И. Химическая характеристика изменений витренов и фюзенов метаморфического ряда углей Донбасса.— Тр. лабор. геол. угля АН СССР. Л., 1962, вып. 16.
- Грубенман У., Ниггли М. Метаморфизм горных пород. М., Геолразведиздат, М., 1933.
- Жемчужников Ю. Л. Об углефикации и метаморфизме углей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 1.
- Иванов Г. А. Основные понятия и определения видов и стадий метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород.— В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968.
- Касаточкин В. И. Некоторые вопросы исследования тонкой структуры ископаемых углей.— Изв. АН СССР. Отд. техн. наук, 1951, № 9.
- Касаточкин В. И. О строении карбонизированных веществ.— Изв. АН СССР, Отд. техн. наук, 1953, № 10.
- Касаточкин В. И. Проблема молекулярного строения и структурная химия природных углей.— Химия твердого топлива, 1969, № 4.

---

<sup>1</sup> Существующие представления различных исследователей об объеме понятий ката- и метагенез и соответствующих им процессах углефикации приведены в книге «Диагенез и катагенез осадочных образований». М., «Мир», 1971.

- Ким Н. Г., Летушова И. А.* Закономерности изменения химических свойств углей в ряду регионального метаморфизма.— В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Основные проблемы эпигенеза. В сб.: Общая геология. Стратиграфия. М., ВИНТИ, 1966.
- Ларсен Г., Чилингар Дж. В.* Введение.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971.
- Логвиненко Н. В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.
- Мартынов Е. Г., Матвеев А. К.* Метаморфизм ископаемых углей и вмещающих пород по данным ультразвукового метода.— В кн.: Вопросы геологии угля. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1962.
- Нестеренко Л. Л.* Состояние знаний о молекулярной структуре веществ ископаемых углей и методы ее изучения.— Химия твердого топлива, 1969, № 4.
- Рухин Л. Б.* Преобразование осадков и осадочных пород. Л., Госгеолтехиздат, 1958.
- Сарбеева Л. И.* Некоторые физические свойства углей метаморфического ряда.— В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968.
- Сидоренко А. В., Лулева О. И.* О фациях регионального метаморфизма в первичном составе пород.— Сов. геология, 1972, № 6.
- Судовиков Н. Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Тайхмюллер М., Тайхмюллер Р.* Катагенез угля (углефикация).— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971.
- Топорец С. А., Дортман Н. Б., Трунина В. Л.* Исследование некоторых физических свойств ископаемых углей.— Тр. Лаб. геол. угля МГ и ОН СССР. Л., 1962, вып. 16.
- Травин А. Б.* К вопросу о метаморфизме ископаемых углей.— Тр. Горно-геол. ин-та. Изд. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 10, палеонтология, Новосибирск, 1950.
- Энциклопедический словарь, т. 2. М., «Сов. энциклопедия», 1964.
- Hirsh P. B.*— Proc. Roy. Soc. Amer., 1954, v. 226.
- International Committee for Coal Petrology, International Glossary of Coal Petrology. 2 ed. Centre Nat. recherche scient., Paris, 1963.
- Kroger C.* Die physikalischen und chemischen Eigenschaften der Steinhohlengefügebestandteile (Macerale).— Brennstoff-Chem. 1957, B. 37, No. 11/12, 1956; B. 38, No. 5/6, 7/8.
- Kroger C.* Die Steinkohlensextraction.— Erdöl und Kohle, 1956, No. 12; 1960, No. 9.
- Patteisky K., Perjatel F.* Die Steinkohle als Ergebnis ihres Ursprungsstoffes und des Grades seiner Inkohlung.— Glückauf, 1925, No. 50.
- Patteisky K.* Die Veränderungen der Steinkohlen beim Ablauf der Inkohlung.— Brennstoff-Chem., 1953, B. 34, No. 5/6.
- Teichmüller M., Teichmüller R.* Inkohlungsuntersuchungen im dienst der angewandten geologie.— Freiburger Forschungshefte, 1966, N. C. 210.
- Schüller A.* Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose.— Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1961, Bd. 96, 2/3.
- Stach E.* Der Inkohlungssprung in Ruhrkarbon.— Brennstoff-Chem., 1958, B. 34.
- Wincler H.* Das T—P—Feld der Diagenese und niedrig temperierten Metamorphose auf Grund von Mineralreaktionen.— Beitr. Mineral. Petr., 1964, Bd. 10.

Московский государственный университет

Дата поступления  
23.XI.1973

УДК 552.574

## **ГЮМБЕЛИТ — СПУТНИК УГЛЕЙ ВЫСОКОЙ СТЕПЕНИ МЕТАМОРФИЗМА**

**А. Н. ВОЛКОВА, Н. В. ИВАНОВА, Л. Г. РЕКШИНСКАЯ**

Показано, что гюмбелит — структурная модификация  $2M_2$  мусковита — встречается не столь редко, как это считалось ранее. Он в небольших количествах присутствует помимо известных местонахождений в угленосных отложениях Кузнецкого, Горловского и Донецкого бассейнов, где связан с эпигенетически измененными породами. Гюмбелит наблюдается около органических остатков или пирита в породах, включающих угли на стадии антрацитов или полуантрацитов. Подтверждается положение о возникновении гюмбелита за счет материала, заимствованного из вмещающих пород.

Гюмбелит — полиморфная модификация мусковита. За 100 лет со времени его открытия было обнаружено всего несколько местонахождений этого минерала. В Европе известно пять районов, где встречается гюмбелит: каменноугольные глинистые сланцы у городов Эберштадт, Нордхальбен (ФРГ) и Нойхаммер (ГДР) на территории гор Франконский Лес; граптолитовые силурийские сланцы района г. Грэфенталь (ГДР) на востоке гор Тюрингенский Лес; каменноугольные глинистые сланцы района г. Мутье, департамент Савойя (Франция); шунгитовые сланцы протерозоя около с. Шуньга на северном побережье Онежского озера (Карелия); рассланцованные глинистые породы юры Дагестана.

Впервые гюмбелит нашел в каменноугольных сильно дислоцированных глинистых отложениях на западе и севере Франконского Леса и в граптолитовых сланцах Тюрингенского Леса петрограф К. В. Гюмбель (Hintze, 1897), описавший минерал и давший его первый химический анализ. Затем этот минерал исследовал Ф. Кобелл (Dapa, Dapa, 1892), назвавший его гюмбелитом по имени первооткрывателя. Позднее К. В. Гюмбель (Gümbel, 1880) описал условия нахождения гюмбелита из Тюрингенского Леса и района г. Мутье и привел его химические анализы.

Гюмбелит включен в справочник Дж. Д. Дэна и Э. С. Дэна (Dapa, Dapa, 1892); Э. С. Дэна по результатам химических анализов считал его загрязненным пирофиллитом. В капитальном справочнике по минералогии К. Хинтце (Hintze, 1897) рассматривает гюмбелит также в группе пирофиллита, но как самостоятельный минерал и приводит все известные к тому времени сведения о местонахождениях гюмбелита и сходных с ним минералов. Из советских ученых гюмбелит впервые исследовал В. М. Тимофеев (1925), установивший присутствие этого минерала в шунгитовых сланцах Карелии. Он рассматривал гюмбелит как самостоятельный минеральный вид и обратил внимание на обязательное присутствие органического вещества во вмещающих его породах. Принадлежность этого минерала к гидрослюдам доказал Е. Аруйя (Aruja, 1944), изучавший гюмбелит из Франконского Леса и Карелии рентгеновским методом. К гидромусковиту относил гюмбелит и А. Г. Бетехтин (1950).

Гюмбелит из шунгитовых сланцев Карелии детально изучили П. П. Токмаков, М. Г. Замуруева, В. П. Петров (1961). Гюмбелиту Ка-

релии посвящены также работы В. А. Дрица и др. (1966<sub>1</sub>, 1966<sub>2</sub>) и Б. Б. Звягина (1966), в которых гюмбелит впервые определяется как слюда мусковитового ряда, политипная модификация  $2M_2$ .

В 1968 г. появилось сообщение о присутствии гюмбелита в юрских отложениях Дагестана. Р. А. Конишева (1968), рассматривая гюмбелит как слюду типа  $2M_2$ , считает его показателем высокой степени изменения осадочных пород, соответствующей стадиям позднего эпигенеза — начальной метаморфизма<sup>1</sup>.

Авторы настоящей статьи установили широкое распространение гюмбелита в угленосных позднепалеозойских отложениях. Он присутствует в балахонской серии ( $C_2—P_1bl$ ) Кузбасса, в отложениях той же серии и более ранних образованиях морского нижнего карбона Горловского бассейна (Новосибирская область), в каменской ( $C_2^5$ ) и алмазной ( $C_2^6$ ) свитах Донбасса. Характерно, что во всех этих бассейнах гюмбелит связан с зонами антрацитовых углей и в меньшей степени полуантрацитов, а в районах развития углей более низких степеней метаморфизма гюмбелит не обнаружен.

В перечисленных выше бассейнах гюмбелит встречается в самых разнообразных породах угленосных толщ: песчаниках, алевролитах, аргиллитах, карбонатизированных аргиллитах и даже в органогенно-детритовых известняках, содержащих тонкораспыленное углистое вещество (нижнекаменноугольные отложения Горловского бассейна). В Горловском бассейне гюмбелит присутствует по всему разрезу. Чаще всего он развит в крупных алевролитах, содержащих тончайшие прослойки и примазки углистого материала, носящего следы перераспределения в процессах эпигенеза, а также в мелких глинистых алевролитах, обогащенных органическим веществом. В небольших количествах гюмбелит обнаружен почти в половине изученных шлифов (300) глинистых и алевролитовых пород. В чистых однородных аргиллитах, углисто-глинистых породах, углях и песчаниках он встречается значительно реже.

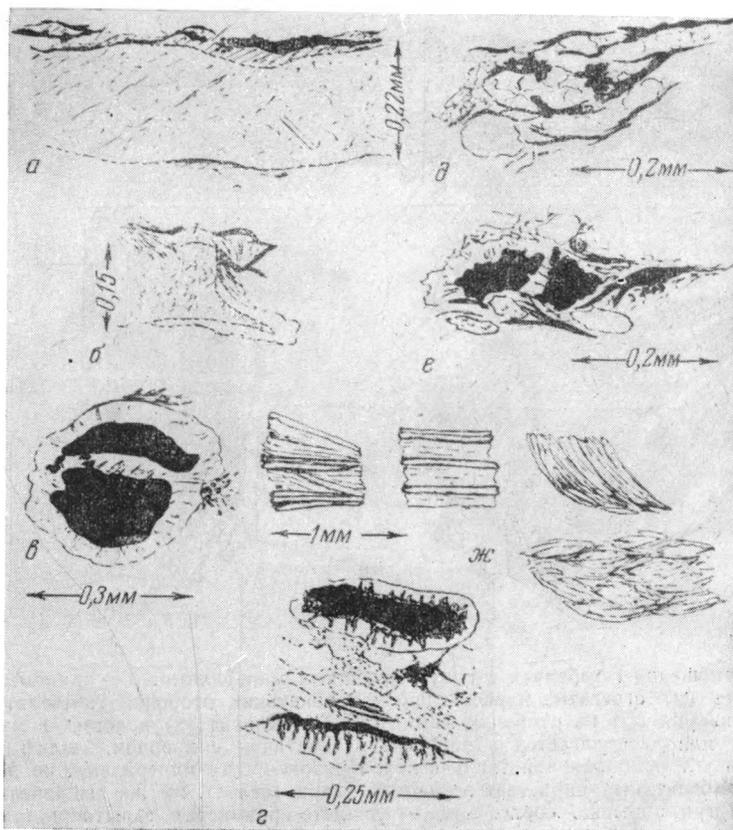
Частота встречаемости гюмбелита в нижнебалахонской подсерии ( $C_2—C_3bl_1$ ) Бунгуро-Чумышского района (крайний юго-запад Кузбасса) заметно ниже. Основная масса его приурочена к крупным слоистым алевролитам; почти в таком же количестве он присутствует в глинистых мелких алевролитах, а в глинисто-углистых породах, углях и песчаниках содержание гюмбелита заметно падает.

В Донбассе, в западной части Сулино-Садкинского антрацитового района (Красносулинский район), гюмбелит в небольших количествах распространен по всему разрезу каменской и нижней части алмазной свит (возможно его присутствие и в других частях разреза). Он встречается в песчаных известняках, алевролитовых, часто известковистых аргиллитах, углистых аргиллитах, глинистых алевролитах.

Во всех случаях гюмбелит тяготеет к породам, содержащим углефицированную растительную ткань. Это могут быть крупные растительные остатки длиной до нескольких сантиметров (листья кордаитов), а также очень мелкие, в доли миллиметра, обрывки и растительный шлам. Гюмбелит обрастает и окатанные зерна угля. Развивается он и по микротрещинкам в самих углях. Часто гюмбелит нарастает на стяжения и кристаллы пирита в породах, обогащенных органическим веществом. Иногда гюмбелит образует корочки на кальцитовых раковинках двустворчатых моллюсков и фораминифер в непосредственной близости от пиритизированного растительного детрита (фиг. 1, а, б).

*Гюмбелит около крупного растительного детрита.* Волокна гюмбелита до 0,01—0,02 мм толщиной обычно ориентированы перпендикулярно поверхности инкрустируемого остатка, иногда под углом 45—60°. Более

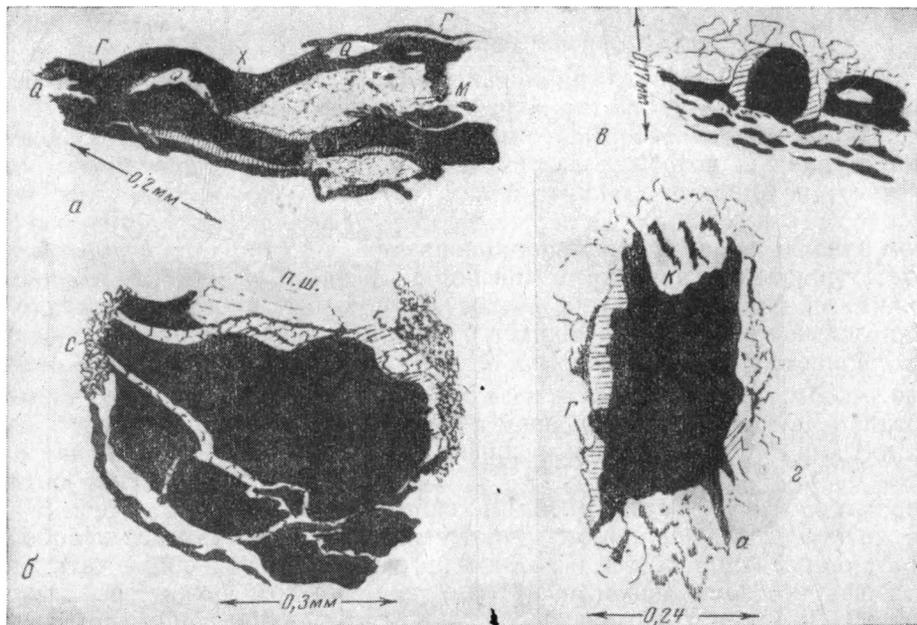
<sup>1</sup> Т. е. стадии метаморфизма в понимании А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова (1970), Н. М. Страхова, Н. В. Логвиненко (1959) или высоким ступеням апокатагенеза Н. Б. Васильевича (Вассоевич и др., 1969).



Фиг. 1. Формы выделений гюмбелита и сопутствующих минералов: *a* — обрастание гюмбелитом (*г*) обломка раковины пелециподы, черное — пиритизированные растительные остатки, шлиф 119/551; *б* — вращание вторичного хлорита (*x*) в кальцит раковины пелециподы, видно обрастание скелетного остатка вторичным кальцитом (*к*), около растительных остатков (черное) развит гюмбелит (*г*), тот же шлиф; *в* — новообразования гюмбелита вокруг органических остатков, справа и вверху видны мелкие иголки рутила (сагенита), шлиф 48/662; *г* — оторочки из халцедона, местами кварца и хлорита вокруг органических остатков в крупнозернистом граувакковом алевролите, в оторочках белое — кварц, серое — хлорит, шлиф 95/498; *д* — окварцевание около растительных остатков и скопления пирита в песчанике субграувакковом мелкозернистом, шлиф 164/572; *е* — оторочки гюмбелита около пиритизированных растительных остатков, тот же шлиф; *ж* — характер строения оторочек гюмбелита, обр. 138/313

длинные волокна изогнуты. Максимальная длина волокон 1—2 мм. В оторочках (особенно в Горловском бассейне) в основании щеточек гюмбелита встречаются мелкие кристаллики диккита, а волокна иногда тесно прорастают хлоритом.

Около крупных остатков гюмбелит бывает развит совместно не только с хлоритом, но и с кварцем, реже — с мусковитом. Гюмбелит, судя по взаимоотношениям минералов, следует считать вместе с хлоритом более «ранним», чем кварц и мусковит (фиг. 2, *a*). На зарисовке (шлиф 103 из скв. 111, алыкаевская свита Бунгуро-Чумышского района Кузбасса) хорошо видна последовательность выделения эпигенетических минералов: гюмбелит — хлорит, мусковит и кварц. Близкая последовательность выделения минералов отмечена в крупном алевролите того же района из ишаново-промежуточной свиты (фиг. 2, *б*), где видно нарастание на гюмбелитовую оторочку мелкозернистого кварца; более поздним минералом здесь является сидерит. Иногда удается наблюдать мелкие игольчатые кристаллики рутила (сагенита), обрастающие гюмбелитовую оторочку (фиг. 1, *в*).



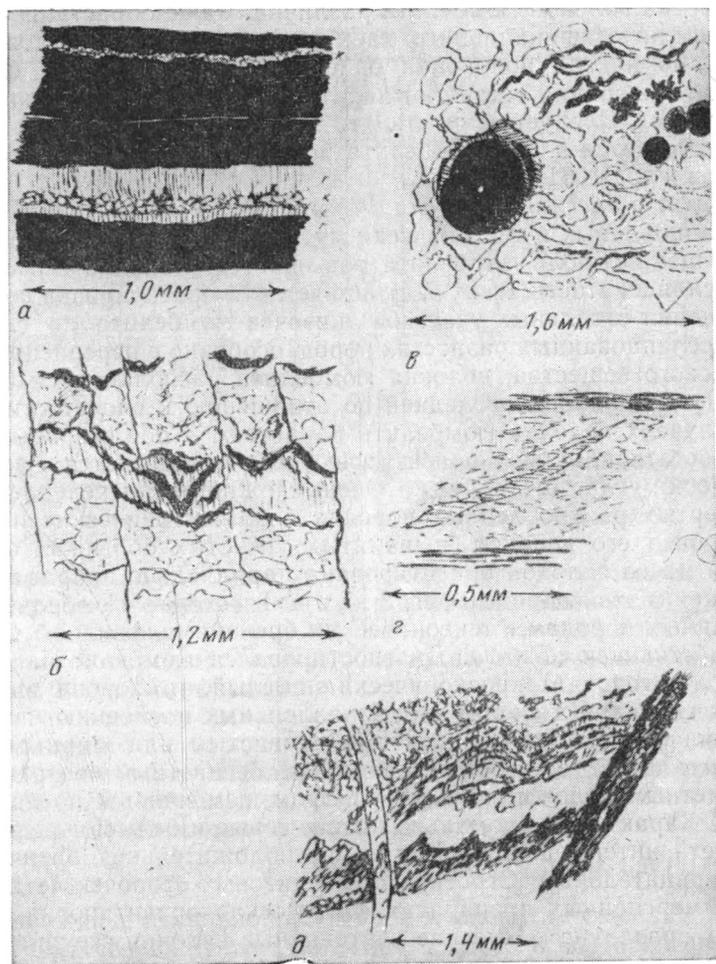
Фиг. 2. Соотношения гюмбелита с сопутствующими минералами: *а* — крупные, хлорит-мусковитовые (м) агрегаты, нарастающие на тоненькие оторочки гюмбелита, видно нарастание кварца (Q) на оторочки гюмбелита (г). Хлорит (х) врастает в мусковитовый агрегат или располагается в линзочке в сочетании с кварцем, шлиф 111/103; *б* — обрывки углефицированной ткани с новообразованными минералами, по периферии оторочки гюмбелита (г) нарастает зернистый кварц (белое), им же выполнены микро-трещины внутри обрывка, светло-серое — глинисто-кремнистые скрытокристаллические скопления, *с* — сидерит, видна последовательность выделения минералов: гюмбелит — кварц — сидерит, шлиф 67/1386; *в* — гюмбелит (г), обрастающий округлое зерно угля в слоистом мелком граувакковом алевролите, шлиф 94/131; *г* — соотношение гюмбелита (г) и перекристаллизованного кальцита с элементами структуры «конус в конус» (к) в сильно карбонатизированном крупном алевролите, черное — растительный остаток, шлиф 148/457

Таким образом, намечается следующий ряд выделения минералов: гюмбелит — хлорит, иногда мусковит — кварц — рутил — карбонатные минералы.

Не всегда удается проследить полную последовательность выделения минералов, однако сочетание гюмбелит — кварц встречается очень часто. Кварц в тесном прорастании с хлоритом образует самостоятельные оторочки и скопления около органических остатков. В одной и той же породе могут развиваться как оторочки гюмбелита, так и скопления кварца возле растительных остатков (фиг. 1, *г*, *д*, *е*).

*Гюмбелит около мелкого растительного детрита (до 1 мм).* Мелкий растительный детрит широко распространен в крупных алевролитах, реже в мелкозернистых песчаниках. Гюмбелит образует около него тонкие оторочки (доли миллиметра). Изометричные органические остатки могут обрастать гюмбелитом со всех сторон. Как правило, в этих случаях гюмбелит дает мономинеральные образования, изредка в сочетании с хлоритом и кварцем. Соотношения гюмбелита и других вторичных (эпигенетических) минералов такие же, как отмечено выше. Ориентировка волокон гюмбелита различная, чаще — перпендикулярно поверхности наслоения (фиг. 2, *г*) или под углом  $45^\circ$  к ней (фиг. 2, *в*).

*Формы выделения гюмбелита в сильно углистых породах и углях.* Они несколько различны. В однородных плотных антрацитах гюмбелит вместе с хлоритом встречается в трещинках по слоистости (фиг. 3, *а*) или по микротрещинкам эндокливажа (фиг. 3, *б*); иногда центральная часть



Фиг. 3. Формы выделения гюмбелита в тектонически смятых породах: а — трещинки в углистой породе, выполненные гюмбелитом (г), ближе к центру — хлоритом (х) и карбонатом (к) (доломит?); б — песчаник мелкозернистый с линзочкой гюмбелита около органических остатков, хорошо виден кливаж и микроподвижки по нему, волокна гюмбелита ориентированы параллельно трещинам кливажа, шлиф 121, Донбасс; в — известняк органогенно-детритовый перекристаллизованный с углефицированным веществом по слонности, микрофауна замещена пиритом (черное), вокруг — оторочка гюмбелита, шлиф 3/1613, Горловский бассейн; г — рассланцованный слабо углистый аргиллит, в центре по диагонали линзочки гюмбелита, смещенные по поверхностям рассланцевания, шлиф 311/431, Горловский бассейн; д — крупный алевролит с большим количеством органики, затертый в зоне тектонического нарушения (в 10 м от разрыва), в измятых линзах между углистым веществом развит волокнистый гюмбелит, волокна ориентированы перпендикулярно рассланцованности, шлиф 262/432, Горловский бассейн

трещинки выполнена карбонатом. В породах, где основную массу составляет угольный шлам, более крупные углефицированные обрывки и полуокатанные зерна угля, роль гюмбелита на отдельных участках породы может быть весьма существенной. Здесь наблюдаются плоские частые линзочки (прослоечки) гюмбелита, оторочки вокруг изометричных окатанных зерен угля и даже прорастание этих зерен волокнистыми агрегатами гюмбелита

**Гюмбелит вокруг зерен пирита.** Гюмбелит может развиваться и вокруг зерен пирита, обрастая достаточно крупные кубические кристаллы или скопления мелких зерен, а также нацело пиритизированные органические остатки растительного и животного происхождения (фиг. 3, в).

Ориентировка волокон гюмбелита различна. Чаще обрастание идет с образованием крустификационных каемок (равномерное обрастание во все стороны), но иногда волоконца ориентированы строго по слоистости, причем четыре грани кристаллов пирита обрастают, а остальные остаются свободными. Следует отметить, что тесная связь с жилками и линзами пирита отмечается и для гюмбелита из шунгитовых сланцев Карелии (Токмаков и др., 1961).

*Гюмбелит в рассланцованных и тектонически мятых породах.* В сильно рассланцованных и тектонически мятых породах, содержащих органическое вещество, роль гюмбелита повышается. Волокна его ориентируются по сланцеватости (фиг. 3, з), причем эта ориентировка сохраняется при смещении отдельных участков линзочек гюмбелита по сланцеватости. В рассланцованных разностях пород, особенно с перераспределением органического вещества, волокна гюмбелита располагаются по сланцеватости (угол наклона последней по отношению к слоистости  $25-45^\circ$ ). В этих случаях волокна гюмбелита нарастают в обе стороны от растительных остатков, причем ориентировка их не согласуется с изменением ориентировки углистого обрывка. Очень сложно распределение гюмбелита в затертых раздробленных породах близ тектонических нарушений. Ориентировка его волокон в измятых углистых обрывках однотипна. Основная масса волокон ориентирована параллельно направлению микрораздвижек в этой породе (фиг. 3, б, з). Тяготение гюмбелита к рассланцованным породам и тектоническим брекчиям очевидно.

*Диагностика гюмбелита.* Диагностировался гюмбелит на основании комплекса методов. Макроскопически он белый, что хорошо видно на поперечных сколах. На сколах же, параллельных наслоению, поверхность обрастания обычно зеленоватая с шелковистым или жирным блеском.

*Оптические методы.* В шлифе гюмбелит бесцветный, прозрачный, с хорошо заметным положительным рельефом, изменчивым по протяжению оторочки. Характерны аномально низкие серые и белые, изредка красноватые цвета интерференции. Удлинение положительное, оптический характер отрицательный. Строение гюмбелитовых оторочек четко выявляется в иммерсионных препаратах. Оптическая ориентировка волокон в оторочках различна. Плоские лентовидные волокна сгруппированы и наклонены под небольшими углами друг к другу, образуя клиновидные агрегаты. Чаще волокна ориентированы параллельно друг другу, но с некоторым разворотом, что проявляется в изменчивости рельефа на протяжении оторочки. Строение может быть и более сложным, линзовидным или с изгибающимися волокнами (фиг. 1, ж). Различная оптическая ориентировка лент-волокон при одинаковом их удлинении в оторочке приводит к тому, что в шлифах двупреломление гюмбелита кажется значительно ниже устанавливаемого иммерсионным методом. Показатели преломления в иммерсии:  $N_g=1,597$ ,  $N_p=1,560$ . Практически те же значения получила Р. А. Копышева (1968);  $N_g=1,600$  и  $N_p=1,560$ . В работе В. А. Дрица и др. (1966<sub>2</sub>) для гюмбелита проводятся следующие оптические константы:  $N_g=1,597$ ,  $N_m=1,594$ ,  $N_p$  (по расчету)  $=1,552$ . В этой же работе приведено расчетное значение  $2V=33^\circ$ . Р. А. Копышева  $2V$  определила в  $25-28^\circ$ . Несколько иные значения оптических констант гюмбелита указал В. И. Михеев (1957):  $N_m=1,571$ ,  $2V=42^\circ$ .

*Химический состав.* В литературе имеется несколько химических анализов гюмбелита, относящихся ко времени открытия минерала из местонахождений в граптолитовых сланцах силура и глинистых сланцах карбона трех районов Западной Европы. Как видно из табл. 1 (I—IV), данные этих анализов близки.

Несколько отличается от вышеприведенных анализ гюмбелита из шунгитовых сланцев Карелии. Карельский гюмбелит содержит большое количество калия и магния и не содержит железа. Приведенные П. П. Токмаковым и др. (1961) анализы относятся ко всей породе — шун-

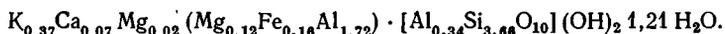
## Химические анализы гюмбелита из его местонахождений в Западной Европе и СССР

Компонент	I	II	III	IV	V	VI
SiO <sub>2</sub>	52,50	49,71	50,00	50,52	49,54	56,12
TiO <sub>2</sub>	1,00	1,04			0,87	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,50	28,62	36,45	31,04	29,51	26,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,50	2,69	0,37	3,00		3,28
FeO					0,70	
CaC					0,25	0,95
MgO	1,46	1,60	0,45	1,88	4,14	1,48
K <sub>2</sub> O	5,06	6,80	5,01	3,18	8,21	4,41
Na <sub>2</sub> O		2,21			0,35	Her
H <sub>2</sub> O <sub>конст</sub>	7,75	7,38	7,96	7,00	6,56	
H <sub>2</sub> O <sub>гипр</sub>		Включая C <sub>орг</sub>			0,24	6,87
П. п. п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,46	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,47	100,05	100,22	98,08	100,37	100,00

Примечание. I — волокнистый минерал из района г. Грэфенталь, Тюрингенский Лес (Gümbel, 1880); II — чешуйчатый талькоподобный белый минерал из района г. Мутье (Gümbel, 1880); III — талькоподобный минерал из района г. Мутье (Hintze, 1897); IV — минерал из района г. Нордхальбен, Франконский Лес (Dapa, Dapa, 1892); V — гюмбелит из Шуньги, Карелия (Тимофеев, 1925); VI — гюмбелит из Горловского бассейна, обр. 4/347.

гитовым сланцам, вмещающим жилки гюмбелита. Химический состав самого гюмбелита установлен ими путем пересчета данных двух анализов на навеску без кварца, окислов железа и шунгита (на долю гюмбелита приходится 17% породы). Полученные таким путем величины близки к приводимым В. М. Тимофеевым.

Данные химического состава гюмбелита из аргиллита среднекаменноугольного возраста Горловского бассейна (обр. 4/347), полученные авторами, более близки к таковым гюмбелита из углистых и граптолитовых сланцев Западной Европы. Пересчет на кристаллохимическую формулу приводит к следующему выражению:

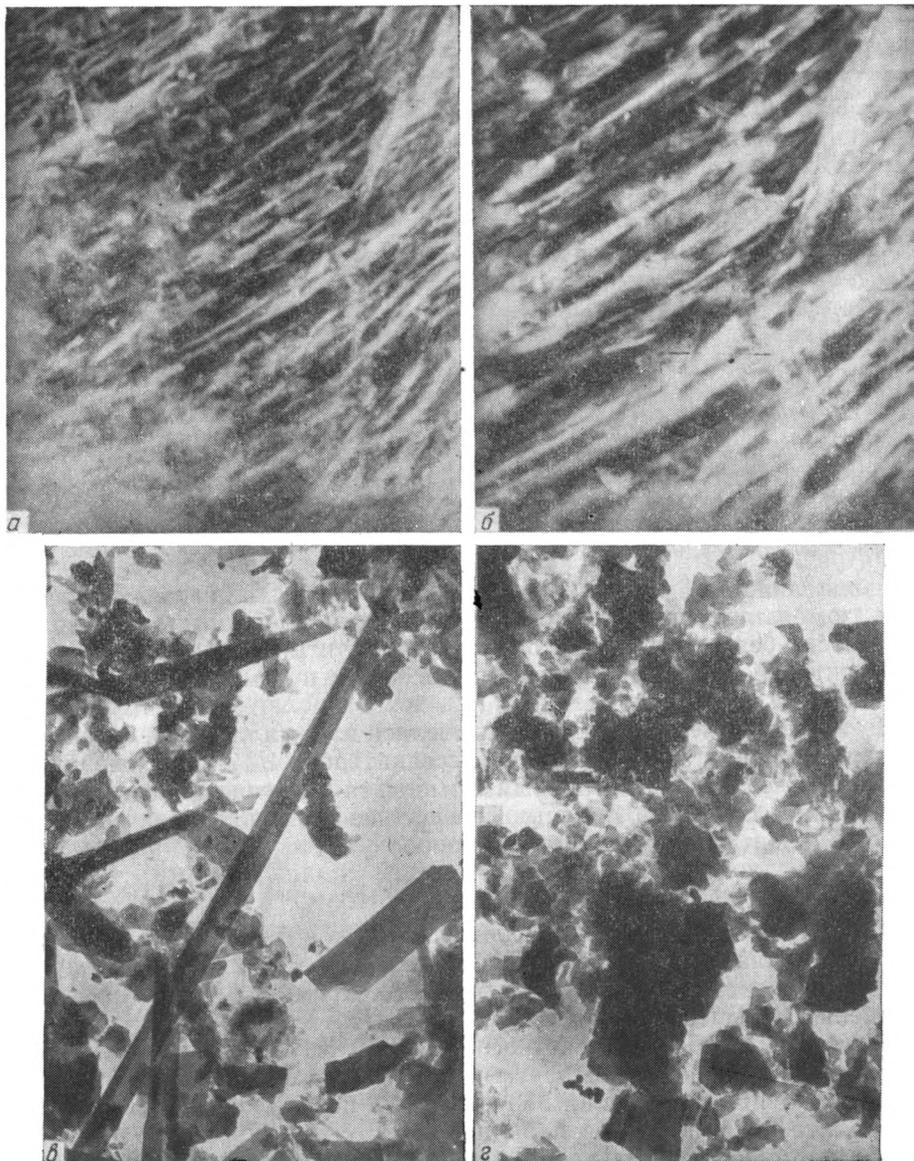


По сравнению с идеальной формулой мусковита гюмбелит из Горловского бассейна содержит трехвалентное железо и магний, замещающие алюминий в октаэдрах, большее количество кремния в тетраэдрах и соответственно меньше количество калия в межслоевых промежутках.

Изучение морфологических особенностей гюмбелита на поперечном срезе оторочек с помощью рентгеновского микроскопа JXA—5 (угольное напыление) при увеличении 300—1200 раз показало, что пучки волокон гюмбелита лишь примерно параллельны друг другу (фиг. 4, а). Наблюдения при больших увеличениях показывают некоторое отклонение: пучки волокон могут располагаться под небольшим углом друг к другу и состоят из утоняющихся к концам и выклинивающихся веретеновидных волокон (фиг. 4, б).

*Электронно-микроскопическое изучение.* Такое изучение гюмбелита из суспензии показывает преобладание тонких, удлинено-пластинчатых, с параллельными боковыми гранями частиц (фиг. 4, в). Их длина и ширина могут колебаться в широких пределах: встречаются длинные, до 70 мк и более, частицы с постепенно утоняющимися концами и короткие широкие пластины, до 1 мк шириной, с прямоугольными или слегка скошенными окончаниями. Основная масса частиц гидрослюды имеет изометричнопластинчатый облик (фиг. 4, г).

*Рентгеновский метод.* Для изучения гюмбелита он был впервые использован Е. Аруйя (Aruja, 1944), который исследовал два образца гюмбелита — из шунгитовых сланцев Карелии и углистых сланцев Нордхальбена. Он отнес его к гидромусковиту. Дальнейшие исследования строения гюмбелита выполнили П. П. Токмаков и др. (1961) на материа-



Фиг. 4. Электронные микрофотографии обр. 4/347

*a, б* — поверхность гюмбелитовой оторочки, параллельная напластованию,  $\times 300$  и  $600$ ;  
*в* — гюмбелит из оторочки, метод суспензии,  $\times 9\,000$ ; *г* — глинистая фракция из образца  
 4/347,  $\times 9\,000$

ле из шунгитовых сланцев Карелии. Авторы пришли к выводу о его принадлежности к структурной модификации слюд  $2M_1$ .

В. А. Дриц и др. (1966<sub>1</sub>), используя данные рентгеноструктурного и электронографического анализов, отнесли гюмбелит к структурной модификации  $2M_2$ . Эти авторы пришли к выводу, что порошкограммы мусковита и гюмбелита имеют большое сходство, различаясь лишь немногими слабыми рефlekсами, которые визуальнo не воспринимаются. Однако Е. П. Соколова (1966), сравнивая порошкограммы слюд  $2M_2$  (лепидолиты, гидромусковит, гюмбелит) с таковой мусковита  $2M_1$ , пришла к выводу, что они существенно различаются, особенно в области  $4,50-2,50 \text{ \AA}$ : у слюд  $2M_2$  отсутствуют или видны с трудом отражения типа 021, несколько меняется интенсивность отражений типа III. В то же время

Данные порошковых рентгенограмм гюмбелита

По Е. Аруйя (Аруйя, 1944), пе- ресчет по В. И. Ми- хееву (1957)		По П. П. Токма- кову и др. (1961)*		По В. А. Дрицу и др. (1966,)*			По Е. П. Соко- ловой (1966)*		Обр. 4. Горловский бассейн (гюмбелита 80%, диккита 20%)	
I	d/n, Å	I	d/n, Å	I	d/n, Å	hkl	I	d/n, Å	I	d/n, Å
6	10,76	9	9,559	8	10,00	002	9	9,9	6	11,26
—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	10,06
—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	7,80
—	—	1	5,41	—	—	—	—	—	4	7,17**
5	4,975	9	4,93	5	5,0	004	5	4,97	<1	5,32
9	4,475	8	4,40	10	4,497	111	7	4,51	4	5,04
—	—	—	—	1	4,32	022	1p	4,34	2	4,60
—	—	—	—	0,5	4,137	—	—	—	—	—
2	3,891	2	3,85	3	3,898	113	6ш	3,90	—	—
1	3,652	8	3,640	3	3,660	024	4	3,68	—	—
2	3,495	4	3,47	3	3,508	114	3	3,50	3	3,57**
6	3,328	10	3,31	8	3,334	006	10	3,33	1	3,48
2	3,182	6	3,16	3	3,207	114	5	3,20	10	3,35
2	3,041	7	3,08	3	3,060	024	4	3,08	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	3,00	3	3,09
4	2,833	8	2,83	2	2,866	115	4шp	2,867	—	—
—	—	—	—	2	2,800	116	3	2,807	—	—
10	2,580	9	2,56	—	—	—	9ш	2,589	1	2,70**
—	—	6	2,48	—	—	—	3	2,497	2	2,59
5	2,418	7	2,40	—	—	—	5ш	2,439	3	2,52**
2	2,253	1	2,27	—	—	—	2ш	2,266	2	2,39
1	2,201	5	2,19	—	—	—	2ш	2,205	—	—
1	2,134	—	—	—	—	—	1p	2,152	—	—
2	2,062	2p	2,05	—	—	—	2	2,067	1	2,16
6	1,995	10	1,982	—	—	—	9	1,998	—	—
—	—	1p	1,894	—	—	—	—	—	7	2,01
—	—	1p	1,815	—	—	—	—	—	<1	1,964**
3	1,696	6	1,699	—	—	—	3	1,711	1	1,793**
—	—	—	—	—	—	—	2	1,690	—	—
—	—	7	1,661	—	—	—	3	1,669	—	—
1	1,639	3	1,637	—	—	—	4	1,642	3	1,672
—	—	1p	1,599	—	—	—	1	1,615	1	1,641
2	1,568	1p	1,572	—	—	—	—	—	—	—
8	1,502	8	1,504	—	—	—	—	—	1	1,545
2	1,419	4	1,427	—	—	—	—	—	4	1,511
—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,437
1	1,347	2	1,340	—	—	—	—	—	3	1,379**
1	1,323	1	1,325	—	—	—	—	—	3	1,349
5	1,299	7	1,297	—	—	—	—	—	—	—
4	1,248	7	1,250	—	—	—	—	—	3	1,305
—	—	3	1,192	—	—	—	—	—	3	1,257
1	1,114	3шp	1,130	—	—	—	—	—	—	—
1	1,013	2p	1,028	—	—	—	—	—	—	—
—	—	3шp	1,020	—	—	—	—	—	—	—
3	0,984	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	0,966	—	—	—	—	—	—	—	—	—

\* Гюмбелит из шунгитовых сланцев Карелии.

\*\* Отражения диккита.

порошкограмма гюмбелита по общему количеству отражений и соотношению их относительных интенсивностей сходна с таковыми для слюд модификации  $2M_2$ .

В табл. 2 приведены данные порошкограмм гюмбелита, полученные разными авторами для карельского гюмбелита, и данные для гюмбелита из оторочек и прожилок в аргиллите Горловского бассейна. Сравнение данных рентгеновского анализа показывает идентичность горловского гюмбелита и гюмбелита из шунгитовых сланцев Карелии.

Гюмбелитовые оторочки, как показало рентгеновское изучение, не мономинеральны. Такие из обр. 6 Донбасса содержат гюмбелит с примесью каолинита, а в обр. 14 гюмбелита и хлорита примерно поровну. Оторочки гюмбелита из пород Горловского бассейна состоят на 80% из гюмбелита и на 20% из минерала каолиновой группы (диккита).

Из табл. 3 видно, что глинистые фракции пород, вмещающих гюмбелит, более гидрослюдисты, чем сами гюмбелитовые оторочки.

Гидрослюда из породы и оторочек различна по своей природе, что выявляется при электронно-микроскопическом и рентгеновском изучении фракции <1 мк. Гидрослюда из оторочек (гюмбелит) имеет удлиненно-

Таблица 3

Состав гюмбелитовых оторочек (1) и глинистых фракций (<1 мк) вмещающих пород (2), %

№ образца; местонахождение	Гюмбелит (гидрослюда)	Каолинит	Диккит	Хлорит
6, Донбасс; 1	80	20	—	—
2	(85)	—	—	15
14, Донбасс; 1	40	—	—	60
2	(85)	—	—	15
4, Горловский бассейн; 1	80	—	20	—
2	(90)	10	—	—
126, Горловский бассейн; 1	80	—	20	—
2	(100)	—	—	—

Таблица 4

Интенсивности базальных рефлексов гюмбелита и гидрослюда из породы в скобках

ool	d/n, Å	Донбасс		Горловский бассейн	
		обр. 6, I	обр. 4, I	обр.	обр. 125, I
002	10	10 (10)	10 (10)	10 (10)	10 (10)
004	5,0	3 (3)	5 (3)	3,5 (2,5)	4 (2)
006	3,33	6 (5)	9 (5)	6,5 (4,5)	6 (3)
008	2,50	<1 (0)	1 (<1)	<1 (0)	<1 (0)
0010	2,00	2,5 (1,5)	3,5 (2)	2 (0)	2 (0)

пластинчатую форму, где длина пластин в десятки раз превышает их ширину, тогда как гидрослюды из вмещающей породы имеют изометрично-пластинчатую форму с угловатыми контурами. Сравнение дифрактограмм выявляет различие в форме, интенсивности пиков, а также в количестве порядков отражения гюмбелита из оторочек, жилков и гидрослюда из вмещающей породы (табл. 4, фиг. 5).

Гюмбелит из оторочек дает серию острых, интенсивных, симметричных пиков с  $d/n, \text{Å}$ : 10; 5,0; 3,33; 2,50; 2,00. Соотношение интенсивностей базальных рефлексов, особенно повышение интенсивности дифракционного максимума около 5 Å, свидетельствует о том, что это слюда мусковитового ряда. Прокаливание и насыщение глицерином не изменяют дифрактометрической картины гюмбелита.

Гидрослюда из вмещающей породы дает меньшее количество порядков отражения, сами пики менее интенсивны; наблюдается некоторая асимметрия 10 Å пика (более пологое плечо в сторону малых углов).

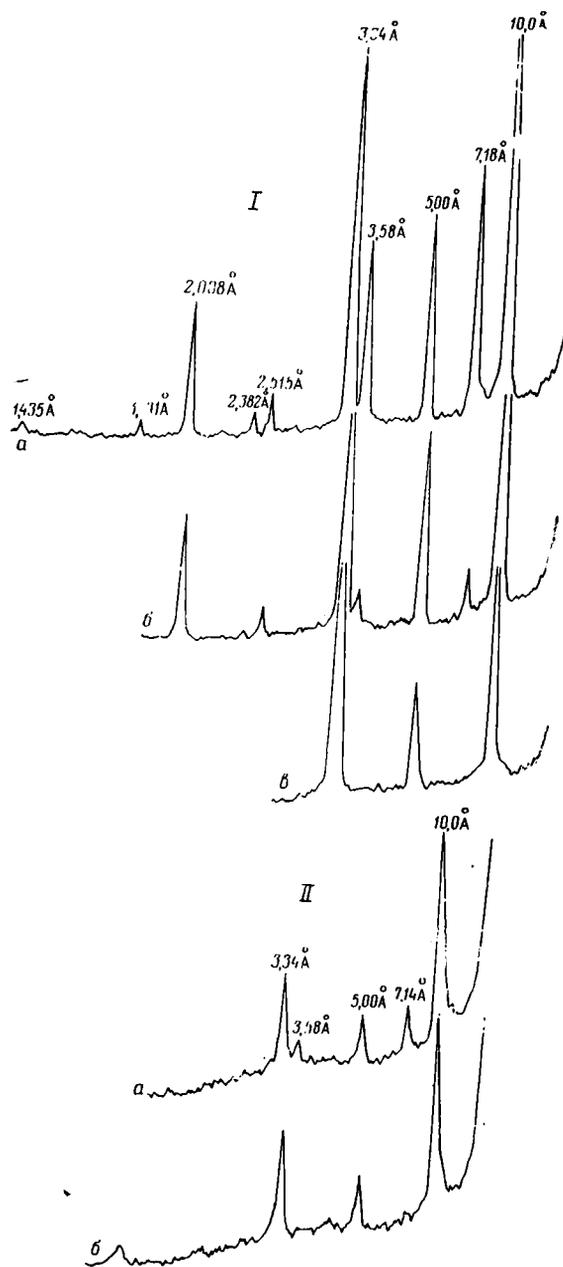
Примесь минерала каолиновой группы в породе представлена каолинитом (пики каолинита исчезают при прокаливании препарата в течение 1 час при  $t_0 = 550^\circ \text{C}$ ), а в оторочках — диккитом (пики исчезают только при  $t_0 = 700^\circ \text{C}$ ) и каолинитом (обр. 6, Донбасс).

Таким образом, минеральный состав тонких фракций пород, в которых развиваются гюмбелитовые оторочки, прожилки, и самого вещества этих образований близки между собой — в них преобладает гидрослюда. Однако это сходство нельзя представлять как результат постепенного перехода одной модификации гидрослюда в другую под влиянием эпигенеза. Структурные типы  $2M_1$  и  $2M_2$  не могут образовывать такого непрерывного ряда (Смит, Йодер, 1965). Близость состава оторочек и глинистой фракции пород скорее свидетельствует о том, что материал для заполнения трещин поступал из вмещающих пород. Волокнистая форма частиц гюмбелита, резко отличная от формы частиц гидрослюда в породах, высокая степень окристаллизованности его частиц и ассоциация с диккином свидетельствуют об образовании гюмбелита из растворов в стадии метагенеза, соответствующую формированию антрацитов и полуантрацитов.

### ВЫВОДЫ

1. Гюмбелит — не столь редкий минерал, как это считалось ранее. В небольших количествах он широко развит в разновозрастных осадочных толщах, обогащенных органическим веществом (силурийские граптолитовые сланцы Тюрингенского Леса, шунгитовые сланцы протерозоя Карелии, юрские отложения Дагестана) и в собственно угленосных (Кузнецкий, Горловский и Донецкий бассейны, каменноугольные отложения Франконского Леса и Савойи).

2. Гюмбелит характерен для отложений, находящихся на стадии метагенеза (апокатагенеза, по Н. Б. Вассоевичу) и включающих антрациты и полуантрациты, а также для слабо метаморфизованных толщ. В районах со степенью метаморфизма углей ниже, чем полуантрациты, в изу-



Фиг. 5. Дифрактограммы гюмбелита (I) и глинистой фракции породы, содержащей гюмбелит (II), препарат: а — ориентированный, б — прокаленный 1 час при  $t=550^{\circ}\text{C}$ , в — прокаленный 1 час при  $t=700^{\circ}\text{C}$

ченных бассейнах гюмбелит не обнаружен. Этим подтверждается мнение Р. А. Кобышевой о гюмбелите как показателе высокой степени изменения пород.

3. В процессе метagenеза органическое вещество создает не только физические условия для выделения гюмбелита (полости, возникающие при сокращении объема углефицированных остатков), но, вероятно, оказывает и катализирующее воздействие на его формирование.

4. В сильно дислоцированных толщах в сланцеватых породах с признаками существенного перераспределения органического вещества гюмбелит встречается чаще и в больших количествах, чем в толщах, менее дислоцированных.

5. Условия нахождения гюмбелита в угленосных отложениях Горловского, Кузнецкого и Донецкого бассейнов свидетельствуют о формировании его в полостях около или внутри углистого вещества, возникающих при сокращении объема последнего и перераспределении вещества на стадии метagenеза, чем подтверждается контракционная гипотеза генезиса гюмбелита, высказанная П. П. Токмаковым, М. Г. Замуруевой и В. П. Петровым при исследовании гюмбелита из Карелии. Гюмбелит образуется, по их мнению, за счет материала, заимствованного из вмещающих сланцев, что доказывается сходством микроэлементов, определенных из гюмбелита и сланцев. Сходный состав ассоциаций глинистых минералов вмещающих пород и гюмбелитовых оторочек из изученных бассейнов подтверждает это положение.

6. Первичная диагностика гюмбелита может осуществляться обычными оптическими методами (в шлифах и иммерсии). Характерные признаки гюмбелита: расположение в виде тонких оторочек около органических остатков и пирита; заметный положительный рельеф, обнаруживающий изменения на протяжении оторочки при видимой одинаковой ориентировке волокон; несоответствие серых цветов интерференции в шлифе двупреломлению 0,040, определяемому иммерсионным методом; четкая волокнистость.

7. Для гюмбелита характерно наличие на дифрактограммах от ориентированных препаратов острых, симметричных, интенсивных пиков слюды мусковитового ряда с отношением интенсивностей базальных рефлексов  $002 : 004 : 006 : 008 : 0010 = 10 : 4 : 7 : 1 : 3$ , не изменяющихся при насыщении препарата глицерином и прокаливании. Такая картина при волокнистом строении минерала, видимом в световом микроскопе, и удлиненно-пластинчатой форме частиц, наблюдаемой в электронном микроскопе, уже может свидетельствовать о принадлежности минерала к гюмбелиту. Привлечение данных химического анализа и порошковых рентгенограмм дает возможность более точной его диагностики.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950.  
Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В., Чернышев В. В. Главная фаза нефтеобразования.— Вестн. МГУ, сер. геол., 1969, № 6.  
Дриц В. А., Звягин Б. Б., Токмаков П. П. Гюмбелит — диоктаэдрическая слюда  $2M_2$ .— Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 6.  
Дриц В. А., Муравьев В. И., Шутов В. Д. Новые аспекты оптического изучения слоистых силикатов.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 7. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1966.  
Звягин Б. Б. О полиморфных модификациях структур глинистых минералов.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.  
Кобышева Р. А. Гюмбелит — показатель высокой степени изменения осадочных пород.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 3.  
Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Современное состояние проблемы эпигенеза терригенных пород.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 1. М., «Наука», 1970.  
Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.

- Смит Дж. В., Йодер Х. С.* Экспериментальные и теоретические исследования полиморфизма слюд.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии слюд. М., «Мир», 1965.
- Соколова Е. П.* О структуре гюмбелита.— Зап. Минералог. о-ва, 1966, сер. 2, ч. 95, вып. 1.
- Страхов Н. М., Логвиненко Н. В.* О стадиях осадочного породообразования и их наименованиях.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 2.
- Тимофеев В. М.* Гюмбелит из окрестностей с. Шунги.— Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., 1925, вып. 1, т. 55.
- Токмаков П. П., Замуруева М. Г., Петров В. П.* О природе гюмбелита.— Тр. ИГЕМ, М., 1961, вып. 48.
- Arāja E.* An X-Ray study on the crystall structure of gūmbelite. Mineral. Mag. and J. Mineral Soc., 1944, v. 27, No. 184.
- Dana J. D., Dana E. S.* The System of Mineralogy. Descriptive mineralogy. N. Y. 6 ed., 1892.
- Gūmbel C. W.* Lithologisch-mineralogische Mittheilungen. Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt., 1880.
- Hintze C.* Handbuch der Mineralogie. B. 2. Berlin und Leipzig, 1897.

Московский государственный университет

Дата поступления  
19.VIII.1971

УДК 552.54 + 553.061.32

**ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ОСОБЕННОСТИ  
СОСТАВА И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА  
КАРБОНАТНЫХ ПОРОД**

*Л. Д. КНОРИНГ*

Использован метод факторного анализа при изучении карбонатного осинского горизонта усольской свиты  $С_{m1}$  Марковского месторождения (Ангаро-Ленская синеклиза). Особенности его состава и свойств на 98% определяются факторами, которые по степени влияния располагаются в следующем порядке: фациальная обстановка осадконакопления, катагенетическая доломитизация и дедоломитизация (кальцитизация), диагенетическое окремнение, катагенетическая сульфатизация, катагенетическое окремнение (?).

Состав карбонатных пород определяется условиями их седиментации и постседиментационными преобразованиями, тесно связанными с историей геологического развития района, характером тектонических движений и гидрохимическими особенностями пластовых вод. В свою очередь сочетание тектонического, гидрогеологического и литологического факторов оказывает влияние на коллекторские свойства карбонатных пород, в частности на их пористость. Химический состав водных растворов, определяя гидрогенное минералообразование, в то же время сам зависит от состава вмещающих пород, что сильно затрудняет палеогидрохимические реконструкции. Такое тесное переплетение в сложную систему различных природных процессов создает большие трудности в определении роли каждого из них в формировании состава и коллекторских свойств пород. В последние годы при исследовании сложных природных систем, формирующихся под влиянием разнообразных факторов, с успехом используется факторный анализ (Лоули, Максвелл, 1967). Его приложение к выяснению условий формирования осадочных пород насчитывает пока немногочисленные примеры (Вистелиус, Романова, 1969; Griffiths, 1966; и др.).

В настоящей работе рассматриваются факторы, контролирующие состав и коллекторские свойства карбонатных пород осинского горизонта  $С_{m1}$  Марковского месторождения (Ангаро-Ленская синеклиза). Факторы выделены на основе анализа связей между 8 химико-минералогическими компонентами (карбонатность,  $CaCO_3$ , доломит,  $CaSO_4$ ,  $NaCl$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ , пористость). Все анализы проведены в тематической партии «Восточного геофизического треста», откуда они заимствованы автором. В исходных данных отсутствовали сведения о содержании доломита. Оно определялось нами как разность между карбонатностью и содержанием  $CaCO_3$ . Всего использовано 227 анализов образцов из 6 скважин (№ 11, 12, 17, 19, 31, 35).

Осинский горизонт — карбонатная пачка пород мощностью 62—90 м, приуроченная к нижней части усольской свиты  $С_{m1}$ . По литологическим особенностям, видам органических остатков и характеру их изменения в разрезе осинский горизонт подразделяется на 5 пачек (Марбенко, 1966).

Нижняя — I пачка — седиментационные хемогенные тонко- и микрокристаллические известняки. Пачки II и III — водорослевые и катаграфиевые известняки. Различаются пачки по степени доломитизации: в пачке III процесс диагенетической доломитизации проявился значительно слабее. Пачка IV — сильно доломитизированные катаграфиевые и онколитовые известняки с подчиненным количеством прослоев водорослевых известняков. Пачка V — хемогенные седиментационные доломиты. Отобранные для исследования образцы принадлежат в основном II, III и IV пачкам.

Выделенные факторы представлены в табл. 1. Методика их получения описана в предыдущей работе автора. Все расчеты проводились на ЭВМ «БЭСМ-6» по программе автора и В. Н. Деча. Каждый фактор охарактеризован значимыми коэффициентами корреляции между ним и исходными химико-минералогическими показателями, называемыми нагрузками фактора на показатели. Нагрузки даны в соответствующих столбцах табл. 1. Смысл такого описания факторов заключается в следующем. Известно, что каждый природный фактор вызывает одновременное изменение содержания в породе соответствующих химико-минералогических компонент, что приводит к определенной зависимости между ними. Поэтому наблюдаемая согласованность изменения тех или иных показателей может быть истолкована как отражение действия определенного фактора. Такие зависимые между собой показатели можно объединить в одну ассоциацию, считая, что каждому фактору соответствует своя ассоциация показателей. Естественно, что каждый показатель может входить в несколько ассоциаций, если его величина изменяется под воздействием разных факторов. Нагрузки позволяют судить о принадлежности каждой компоненты к той или иной ассоциации (значимость нагрузки) и о степени ее изменения под влиянием соответствующего фактора (величина нагрузки). Знаки нагрузок соответствуют структуре ассоциации компонентов, порождаемой фактором. Различие знаков означает уменьшение доли одной группы элементов при увеличении другой и наоборот.

Нумерация факторов соответствует не последовательности их воздействия во времени, а степени их влияния на формирование отличий в составе анализируемых отложений, которая выражается весом фактора. Действие каждого фактора оценивается при исключении влияния остальных.

Как видно из табл. 1, факторы с одинаковыми номерами характеризуются аналогичными нагрузками во всех скважинах (за исключением отдельных, видимо, случайных отклонений). Это обстоятельство свидетельствует, что формирование особенностей состава и свойств (пористость) осинского горизонта на всей изученной территории (на участках, вскрываемых отмеченными скважинами) происходило под воздействием одних и тех же факторов, сохраняющих всюду неизменной степень своего влияния. Обобщенное описание каждого фактора в виде ассоциации химико-минералогических компонентов состава пород, порождаемой его воздействием, представлено в табл. 2. При ее составлении учтено сходство в проявлении факторов по всем скважинам, которое оценивалось по встречаемости значимых нагрузок одного знака на изучаемые компоненты не менее чем в четырех скважинах. В табл. 1 «учтенные» нагрузки обведены жирной линией. В табл. 2 не включена карбонатность пород, как показатель, мало что дающий для выяснения смысла факторов.

Ниже дается описание выделенных факторов.

Первый фактор характеризуется увеличением содержания доломита в породе, сопровождаемым возрастанием количества глинозема и каменной соли, за счет чего уменьшается доля кальцита (табл. 2). Анализ строения осинского горизонта указывает на наличие определенной закономерности в смене пород по разрезу. Преобладание чистых седимента-

Состав	Фактор														
	I						II						III		
	Номера														
	12	11	31	35	19	17	12	11	31*	35	19	17	12	11	
	число														
43	55	35	25	44	25	43	55	35	25	44	25	43	55		
Карбонатность	-.701	-0,654	-0,750	-0,711	-0,773	-0,864	0,515	0,405	0,574	0,609	0,399			-0,336	-0,559
CaCO <sub>3</sub>	-0,834	-0,773	-0,948	-0,817	-0,856	-0,539	-0,506	-0,571		-0,470	-0,428	-0,786			
Доломит	0,629	0,650	0,840	0,632	0,684		0,722	0,652	0,346	0,687	0,614	0,901		-0,377	
CaSO <sub>4</sub>	-0,405		0,567			0,744	0,337	0,486	0,472		-0,767				
NaCl	0,849	0,841	0,817	0,864	0,833	0,425	-0,326	-0,345	-0,516			-0,450		-0,326	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,477	0,369	0,392	0,556	0,741	0,561							-0,489	-0,618	
SiO <sub>2</sub>					-0,457	0,894		0,594	0,383					0,695	0,676
Пористость	0,597	0,352	0,362	0,496	0,552	0,608				-0,472					
Вес фактора, %	38,99	30,62	43,06	39,53	44,73	41,61	17,90	22,87	14,59	19,37	18,39	28,41	14,40		18,15

\* Скважины, в которых нарушен порядок следования факторов.

ционных известняков в низах горизонта, сменяемых выше по разрезу водорослевыми, а затем катаграфиевыми разностями с прогрессирующей диагенетической доломитизацией, и, наконец, появление в верхних частях хемогенных седиментационных доломитов, доломито-ангидритов и каменной соли указывает на существование определенной зависимости образования пород от изменения гидрохимического режима бассейна седиментации.

Последовательность накопления рассматриваемых отложений отвечает определенному ритму карбонатного осадконакопления и указывает на образование их в условиях прогрессирующего обмеления мелководного эпиконтинентального бассейна вследствие интенсивного выпаривания, сопровождаемого возрастанием солёности вод (Марьенко, 1970). Условия повышенной солёности способствуют в свою очередь успешному протеканию диагенетической доломитизации (Теодорович, 1950).

Таблица 2  
Ассоциации химико-минералогических компонентов состава пород, возникшие под воздействием выделенных факторов (I—V)

I	II	III	IV	V
Доломит NaCl, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↓ ↑ CaCO <sub>3</sub>	Доломит CaSO <sub>4</sub> ↓ ↑ CaCO <sub>3</sub> , NaCl	SiO <sub>2</sub> ↓ ↑ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaSO <sub>4</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , SiO <sub>2</sub>

Примечание. Стрелки обозначают возрастание (или уменьшение) содержания одной группы элементов при уменьшении (или увеличении) другой.

Таким образом, осадки, образующиеся в условиях обмеления бассейна и повышения его засоления, будут характеризоваться повышенной диагенетической доломитизацией, большими содержаниями каменной соли и механических глинистых частиц. Увеличение количества последних связано с близостью суши в условиях обмеления. На основании изложенного ассоциация компонентов, характерная для первого фактора, может быть объяснена изменением глубины бассейна и как следствие этого — степени минерализации его вод и интенсивности диагенетической доломитизации. В этом случае следует признать, что величина Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отражает содержание механических примесей.

Петрографическое изучение рассматриваемых отложений, выполненное во ВНИГРИ (Л. П. Гмид, В. Н. Калачева) и в ВНИИ (Марьенко,

скважин															
IV								V							
31*	35	19	17	12	11	31	35	19	17	12	11	31	35	19	17
наблюдений															
35	25	44	25	43	55	35	25	44	25	43	55	35	25	44	25
															-0,388
		0,326													
		0,444	0,408	0,664	0,407	0,577	0,742	0,390		-0,480	0,689				0,360
		-0,387	-0,755												
-0,706	-0,493					-0,351				0,355	0,439		0,442	0,430	0,658
0,760	0,741	0,414								0,544				0,556	0,719
0,596		0,461		-0,532	-0,764	-0,401		-0,636	-0,706	-0,338	0,490	-0,591			
18,18	15,34	12,00	11,91	11,90	11,07	8,32	10,15	7,93	8,39	9,82	11,80	9,30	7,76	10,85	6,91

1970), показало, что кристаллы диагенетического доломита чаще всего имеют правильную ромбоэдрическую форму и размеры 0,06—0,22 мм. В пачке II доломит замещает известковый материал водорослей, в пачке III доломитизация распространялась по цементу водорослей и катаграфий, а в пачке IV, характеризующейся наиболее широким развитием процессов доломитизации, диагенетический доломит отмечается одновременно в органогенных остатках и цементе. По Ю. И. Марьенко (1970), отмеченная избирательная доломитизация связана также с изменением глубины бассейна.

Изменение в породе количества доломита связано в основном с изменением содержания диагенетического доломита. Об этом свидетельствуют данные В. Н. Калачевой, полученные ею по измерениям в шлифах. Так, по нашим расчетам, величина коэффициента корреляции между содержаниями общего количества доломита и доломита диагенетического, подсчитанного в 18 шлифах (скв. 35), составила 0,786 при средних их значениях 11,56 и 7,74. Все изложенное свидетельствует, что вхождение доломита в ассоциацию, вызванную действием первого фактора, обязано диагенетической его составляющей.

Таким образом, первый фактор, оказавший наибольшее влияние на формирование состава отложений осинского горизонта, связан с глубиной бассейна седиментации, предопределившей соленость его вод и интенсивность диагенетической доломитизации.

Описываемый фактор оказывает влияние на пористость пород. Осадки, отложенные на меньших глубинах и характеризующиеся интенсивным развитием диагенетической доломитизации, обладают большей пористостью (табл. 1). Отсюда, казалось бы, можно сделать вывод о положительном влиянии доломитизации на пористость пород. Вопрос этот уже не раз обсуждался в печати, но единого мнения нет. Последнее время все больший вес приобретает точка зрения, согласно которой связь между доломитизацией и пористостью пород носит сложный характер и не всегда доломитизация приводит к образованию вторичной пористости (Вистелиус, 1963; Гмид, Звоницкая, 1965; Перькова, 1968; Политыкина, 1970). В данном случае нет прямых оснований связывать увеличение пористости с развитием доломитизации. Если исходить из теории Н. М. Страхова (1956) об одновременном осаждении кальцита и доломита и рассматривать доломитизацию как процесс перераспределения доломита при диагенезе, то объем пространства, занятого твердыми фазами, выпавшими в осадок, не может при этом измениться и, следовательно, не может высвободиться дополнительное свободное пространство. Если же опираться на гипотезу Г. И. Теодоровича (1950) об образовании диаге-

нетического доломита в результате метасоматического замещения еще не затвердевшего известкового осадка доломитом, то нужно учесть, что метасоматические процессы идут при постоянстве объема и поэтому величина пористости не может претерпевать сильных изменений (Вистелиус, 1963). Скорее всего изменение пористости в данном случае связано с тем, что на разных глубинах отлагались осадки различных структурных типов, так как известно, что именно структурные особенности пород определяют величину пористости (Вистелиус, 1963) и интенсивность диагенетической доломитизации (Гмид, 1968).

Таким образом, в этом случае бессмысленно ставить вопрос о влиянии диагенетической доломитизации на величину пористости в отрыве от рассмотрения всей совокупности условий. Скорее всего положительная роль доломитизации в образовании пористости имеет опосредствованный характер и связана с тем, что интенсивность диагенетической доломитизации и величина пористости определяются структурным типом осадка, а доломитизация, кроме того, и солоностью вод бассейна — характеристиками, которые зависят от его глубины.

Второй фактор может рассматриваться как фактор катагенетической доломитизации, так как породы обогащаются доломитом и сульфатом кальция за счет уменьшения содержания  $\text{CaCO}_3$  и каменной соли (табл. 2). Выделение доломита и гипса за счет разложения кальцита наблюдается при доломитизации известняка под влиянием вод, обогащенных сульфатом магния, объясняемой реакцией Гайдингера (Посохов, 1964.; Кавеев, 1963). Образование доломита при циркуляции растворов путем гидрохимического замещения кальцита — процесс катагенетический, так как здесь идет преобразование сформированной породы под воздействием подземных вод. Вот почему второй фактор может быть истолкован как фактор катагенетической доломитизации. Однако, по Л. В. Пустовалову (1956), ассоциация доломитов с сульфатом кальция в составе породы неизбежно приводит в будущем к образованию вторичного кальцита за счет развития процессов дедоломитизации по той же реакции Гайдингера, идущей уже в противоположном направлении. Результатом этого будет все та же ассоциация химико-минералогических компонент, выделяемая вторым фактором. При этом получает объяснение вхождение в эту ассоциацию каменной соли. Дело в том, что раздоломитивание идет с растворением твердой фазы  $\text{CaSO}_4$ , которое стимулируется наличием солей  $\text{NaCl}$  (Кузнецов, 1946). Таким образом, правильнее второй фактор считать фактором катагенетической доломитизации и кальцитизации (дедоломитизации).

Направление реакции Гайдингера зависит от величины  $p\text{CO}_2$ . Обычно процессы раздоломитивания протекают на дневной поверхности или близ нее (Кротов, 1925; Татарский, 1939, 1949).

Катагенетическая доломитизация проявилась в образовании идиоморфных, ромбоэдрических зерен доломита размером 0,06—0,35 мм, создающих пятнистые, цепочкообразные выделения, приуроченные часто к стилолитовым образованиям. Ромбоэдрические кристаллы часто имеют зональное строение с более чистыми каемками по периферии. Процесс катагенетической доломитизации в породах осинского горизонта был видимо распространен ограничено. Известняки дедоломитизации образуют крупные чистые кристаллы до 1 мм и более, внутри которых сохранились кое-где одиночные и мелкие скопления кристаллов доломита ромбоэдрической формы и размером 0,05—0,2 мм. В таких участках известняки имеют пойкилитовую структуру (Марьенко, 1970). К результату сульфатизации пород, сопровождающей их доломитизацию, видимо, следует отнести порфиروبластовые, призматические или таблитчатые монокристаллы ангидрита, по наблюдениям В. Н. Калачевой, иногда образующие скопления неправильной веерообразной или линзовидной формы, внутри которых подчас сохраняются реликты первичной вме-

щающей тонко- и мелкозернистой (до 0,05 мм) перекристаллизованной породы.

Обращает на себя внимание отсутствие в осинском горизонте трещин, заполненных доломитом. По Л. П. Гмид, это свидетельствует о том, что проникновение вод, обогащенных солями Mg, происходило не по трещинам, а другим путем. Отсюда можно было бы сделать вывод, что катагенетическая доломитизация и дедоломитизация происходили во времени еще до образования трещиноватости. Однако вряд ли это заключение было бы верным. Процесс катагенетической доломитизации — результат химического взаимодействия подземных вод с горными породами, которое возможно лишь при малых скоростях циркуляции воды. Вряд ли прорыв вод по трещинам обеспечивает это условие. Л. В. Пустовалов (1940) отмечал, что гидрохимическое замещение пород протекает заметным образом при наличии в породе лишь исключительно мелких пор. Надо полагать, что минералообразование в трещинах — результат не замещения исходных пород, а смешения подземных вод разного состава, поступающих в трещины. Поэтому по заполнению трещин нельзя судить о путях движения вод, обеспечивающих вторичное минералообразование за счет замещения первичных пород, и времени замещения.

Рассматриваемый фактор заметного влияния на пористость пород не оказал (табл. 1). Это свидетельствует о том, что процессы катагенетической доломитизации, сопровождаемые сульфатизацией пород, и дедоломитизации (и десульфатизации) в осинском горизонте — метасоматические, идущие при постоянстве объема, и явления выщелачивания при этом значительного распространения не получили.

Третий фактор характеризует диагенетическое окремнение пород, приводящее к увеличению содержания в породе  $\text{SiO}_2$  при уменьшении доли глинистого материала ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). В пользу такой интерпретации фактора свидетельствует следующее. По В. Н. Калачевой, окварцевание пород осинского горизонта проявилось в двух различных формах, отличающихся также по времени их появления. Наиболее распространено окремнение в виде мелких конкреций. По минеральному составу и внутреннему строению выделяются конкреции, сложенные мелкоагрегатным кварцем или смесью мелкозернистого кварца и карбоната. Вторая форма окварцевания, встречающаяся очень редко, представлена крупнозернистым кварцем, заполняющим трещины и вторичные поры перекристаллизации. При этом кварц в порах монокристаллический. Этот фактор, видимо, связан с образованием конкреций, о чем свидетельствуют более широкое распространение этой формы окремнения и особенно ассоциация компонентов, порождаемая фактором (табл. 2), так как приуроченность кремневых конкреций к наиболее чистым от глинистых минералов карбонатным породам неоднократно отмечалась многими геологами.

Большинство исследователей последних лет признает диагенетическое происхождение конкреционного кремня. По Г. М. Ковнурко материалом для построения конкреций служит аморфный органогенный кремнезем, после полного растворения которого начинается процесс его обособления в конкреции. Он считает, что движущая сила процесса стяжения кремнезема — реакция его взаимодействия с бикарбонатом кальция. При этом кремнезем для построения конкреций движется в результате диффузии его в направлении участков с пониженной концентрацией. Соотношение между концентрацией углекислого газа и количеством кремнезема в поровом растворе карбонатного осадка определяет тип конкреций. При высокой концентрации углекислоты и малом количестве кремнезема в поровом растворе кремнезем кристаллизуется в виде микрозернистого кварца. При ограниченных концентрациях углекислого газа образуются конкреции, сложенные смесью кварца и карбоната. Наконец, приуроченность конкреций к карбонатным породам, почти не содержащим глинистых примесей, объясняется, вероятно, свойством глинистых

минералов сорбировать ионы кальция, образующиеся при гидролизе карбоната кальция.

Описанный процесс растворения исходного органогенного кремнезема его перемещения и концентрирования в определенных участках известкового ила, при затвердении которого образовались конкреции, протекал без высвобождения свободных объемов (отсутствие связи фактора с пористостью — табл. 1). Этот вывод о том, что диагенетическое окремнение не приводит к заметным отличиям в величине пористости пород, противоречит имеющимся немногочисленным литературным сведениям (Гмид, 1968). Связано это, по-видимому, с тем, что при решении данного вопроса исследователи не столько привлекали результаты конкретного анализа величины пористости, сколько исходили из формы отложения кремнезема (заполнение пор и каверн).

Четвертым по степени влияния на особенности состава пород осинского горизонта является фактор, который вызывает изменение содержания  $\text{CaSO}_4$ , не сопровождаемое изменением других химико-минералогических компонент (табл. 2). Это может быть связано с выщелачиванием сульфата кальция и его привнесом. Видимо, процессы выщелачивания сульфата кальция без раздоломчивания, если и имели место, то небольшое, хотя для этого существовали благоприятные условия, связанные с возрастанием растворимости гипса (ангидрида) в растворах хлористого натрия (Посохов, 1964), формирования которых в разрезе Ст. Ангаро-Ленского артезианского бассейна объясняется выщелачиванием каменной соли, образующей здесь мощные слои (Пиннекер, 1966). Правда, по В. П. Узлянеру, эти воды насыщены сернокислым кальцием, что исключает возможность растворения ангидрита по крайней мере в настоящее время.

Учитывая отсутствие явлений гидрохимического замещения в рассматриваемом случае (о чем свидетельствует неизменность содержания всех химико-минералогических компонент, кроме  $\text{CaSO}_4$ ), видимо, следует признать, что сернокислый кальций выпадал в осадок в результате смешения вод различного состава, поступающих по трещинам, чем и объясняется широкое развитие в породах осинского горизонта трещин, заполненных ангидритом. Процесс этот происходил во времени в уже сформированной породе на поздних стадиях ее развития, так как генерация трещин, заполненных ангидритом, является одной из последних (Калачева, 1968). Поэтому можно допустить, что сульфатизация пород происходила при участии фиксируемых в настоящее время в разрезе усольской свиты вод хлоридно-кальциевого состава, смешение которых с сульфатно-натриевыми водами приводит к выпадению сернокислого кальция (Кавеев, 1963).

Катагенетическая сульфатизация существенно влияет на пористость пород (табл. 1). Выпадающий при смешивании вод ангидрид запечатывает трещины, поры и каверны, не вызывая других изменений в породе. Идущие указанным образом процессы сульфатизации пород по своему типу — вторичные процессы цементации (Вистелиус, 1963), отрицательно влияющие на коллекторские свойства.

Вопрос о влиянии сульфатизации на пористость пород исследован мало (Гмид, 1968; Политыкина, 1970). Из полученных данных следует, что выделение сульфата кальция может происходить в породе различными способами, в зависимости от которых сульфатизация пород либо вообще не будет влиять на пористость — вторичный метасоматический процесс доломитизации с сопутствующим образованием в породе ангидрита (гипса), либо будет влиять отрицательно (вторичный процесс цементации при смешивании вод различного состава). Это необходимо учитывать при выяснении влияния процессов сульфатизации на коллекторские свойства пород.

Пятым является фактор, вследствие воздействия которого образуется однонаправленная взаимосвязь в изменении содержания глинистых частиц и  $\text{SiO}_2$  (табл. 2). Смысл этого фактора не выяснен. Можно лишь высказать предположение относительно процессов, приводящих к отмеченной ассоциации химико-минералогических компонент породы. Возможно, что фактор связан с катагенетическим окремнением пород, выразившемся в заполнении кварцем трещин и пор (вторая форма окремнения, описанная при рассмотрении третьего фактора). Глинистая компонента в этом случае, возможно, способствует садке кварца в результате обменных реакций с поступившей по трещинам водой. Однако в связи со слабой изученностью в природе и экспериментально процессов катионного обмена неясны состав поступающей воды и сама возможность выделения кварца в результате реакций такого рода.

## ВЫВОДЫ

1. Различия в составе и свойствах (величина пористости) пород, слагающих осинский горизонт, обязаны действию пяти факторов, которые по степени влияния располагаются в следующем порядке: фациальная обстановка осадконакопления (глубина отложения материала), которая предопределила интенсивность диагенетической доломитизации и частично содержание глинистых примесей и каменной соли; катагенетическая доломитизация и дедоломитизация (кальцитизация); диагенетическое окремнение; катагенетическая сульфатизация; катагенетическое окремнение (?). Действием отмеченных факторов объясняется 92,15—97,23% (в разных скважинах) изменений величины анализируемых химико-минералогических компонент пород.

2. Катагенетическая доломитизация пород сопровождается их сульфатизацией. Процесс этот может попеременно сменяться процессом дедоломитизации с образованием вторичного кальцита. По своему типу отмеченные процессы — вторичные метасоматические, не вызывающие заметных изменений величины пористости пород. Диагенетическая доломитизация, как известно, зависит от солености вод бассейна седиментации и структурного типа пород. Видимо, последним обстоятельством можно объяснить увеличение пористости в породах с интенсивной степенью развития диагенетической доломитизации. Сам по себе процесс замещения еще не затвердевшего известкового осадка доломитом (или перераспределение доломита) к заметным изменениям величины пористости, видимо, не приводит.

3. Сульфатизация пород протекала в стадию катагенеза и обязана действию двух различных процессов. Один из них сопутствует катагенетической доломитизации пород, идущей в результате взаимодействия с известняком вод, обогащенных сульфатом магния. По своему типу это метасоматический процесс гидрохимического замещения, не вызывающий изменений величины пористости. Второй процесс связан с выделением сульфата кальция в результате смешения вод хлоридно-кальциевого и сульфатно-натриевого состава, проникающих по трещинам. Этот процесс — уже вторичный процесс цементации, отрицательно воздействующий на пористость пород.

4. Окремнение пород — также результат двух различных причин. Одна из них связана со стяжением в конкреции предварительно растворенного органического кремнезема. Этот диагенетический процесс перераспределения кремнистого вещества заметных изменений в величине пористости пород не вызвал. Второй вид окремнения, представленный кварцем, заполняющим трещины и поры, видимо, обязан осаждению кварца в результате реакций катионного обмена между глинистыми минералами и водой, поступающей по трещинам. Восстановить состав последней вследствие слабой изученности вопроса не удастся.

5. Факторный анализ позволяет так представить лабораторные данные о химико-минералогическом составе пород, что по ним удается определять процессы формирования состава карбонатных толщ, по выделенным ассоциациям гидrogenных минералов восстанавливать состав прежних вод и судить о последовательности его изменения, что имеет большое значение при палеогидрохимических реконструкциях.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Вистелиус А. Б.* Фазовая дифференциация палеозойских отложений Среднего Поволжья и Заволжья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Вистелиус А. Б., Романова М. А.* Об основных факторах, определяющих состав современных песков Заунгузских Каракумов.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 1.
- Гмид Л. П.* Литолого-петрографические исследования карбонатных коллекторов нефти и газа.— В кн.: Проблема трещинных коллекторов нефти и газа и методы их изучения. Тр. ВНИГРИ, 1968, вып. 264.
- Гмид Л. П., Звоницкая И. В.* Литолого-петрографические исследования карбонатных пород и формирование в них пористости.— Тр. ВНИГРИ, 1966, вып. 242.
- Кавеев М. С.* Гидрохимические процессы в толще палеозоя Татарии и их влияние на карбонатные коллекторы.— В сб.: Проблема нефтеносности карбонатных коллекторов Урало-Поволжья. Тр. Совещания Межобластного координационного совета, вып. II. Бугульма, 1963.
- Калачева В. Н.* Закономерности распространения тектонической трещиноватости и прогнозирование трещинных коллекторов.— В кн.: Проблема трещинных коллекторов нефти и газа и методы их изучения. Тр. ВНИГРИ, 1968, вып. 264.
- Кротов Б. П.* Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением доломитов горизонтов казанского яруса в окрестностях г. Казани.— Тр. о-ва естествоиспыт. при Казанск. ун-те, 1925, т. 1, вып. 6.
- Кузнецов А. М.* Об изменениях в составе подземных вод перми и карбона при их смешении.— Докл. АН СССР, 1946, т. LII, № 8.
- Лоули Д., Максвелл А.* Факторный анализ как статистический метод. М., «Мир», 1967.
- Марьенко Ю. И.* Основные черты строения и коллекторские свойства осинского горизонта на Марковском месторождении.— Нефтегазовая геол. и геофиз., 1966, № 1.
- Марьенко Ю. И.* Литология нефтегазоносного карбонатного осинского горизонта в Усть-Кут-Киренском районе Иркутского амфитеатра.— В сб.: Нефтепромысловая геология. Тр. ВНИИ, 1970, вып. LVI.
- Перькова Я. Н.* О связи доломитизации и пористости в карбонатных породах продуктивных горизонтов Поволжья.— Геол. нефти и газа, 1968, № 3.
- Пиннекер С. В.* Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. «Наука», 1966.
- Политыкина М. А.* Опыт литолого-статистического изучения влияния доломитового и сульфатного метасоматоза на коллекторские свойства каменноугольных отложений Оренбургской области.— Тр. ВНИГНИ, 1970, вып. 91.
- Посохов Е. В.* Минералообразование как фактор метаморфизма природных вод. Гидрохимические материалы. 1964, т. XXXVIII.
- Посохов Е. В.* Роль литолого-минералогического состава горных пород в формировании гидрохимических типов подземных вод. Гидрохимические материалы. Гидрохимический институт, 1964, т. XXXVIII.
- Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1940.
- Пустовалов Л. В.* Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1956, вып. 5.
- Страхов Н. М.* О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний).— Тр. ГИН АН СССР, М., 1956, вып. 4.
- Татарский В. Б.* Литология нефтеносных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов.— Тр. ИГРИ, сер. А, 1939, вып. 112.
- Татарский В. Б.* О распространенности раздоломиченных пород.— Докл. АН СССР, 1949, т. 69, № 6.
- Теодорович Г. И.* Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Изд-во АН СССР, 1950.
- Griffiths J. C.* A genetic model for the interpretive petrology of detrital sediments.— J. Geol., 1966, v. 74, 5.

ВНИГРИ  
Ленинград

Дата поступления  
6.VII.1972

УДК 550.42(470.6)

**О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ  
В ЧОКРАКСКО-КАРАГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ р. ЯРЫК-СУ  
(Восточное Предкавказье)**

*В. Н. ХОЛОДОВ, Ю. О. ГАВРИЛОВ*

Рассматривается литолого-петрографический состав чокракско-караганских отложений Юго-Восточного Предкавказья и описываются закономерности распределения  $\text{Сорр}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ga}$ ,  $\text{Ge}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Zr}$  в обнажениях и скважинах. Повышенные содержания редких элементов группы ванадия — молибдена связаны с глинистыми толщами, существенно обогащенными органическим веществом. Гипергенные процессы не влияют на количество и распределение элементов в глинисто-алевритовых отложениях среднего миоцена.

Литолого-петрографические особенности среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья в разное время и с разных точек зрения изучали А. Д. Архангельский (1927), В. П. Батурин (1944), С. А. Благоврахов (1947), Н. Б. Вассоевич (1952, 1959), Л. П. Гмид (1952, 1955), В. А. Гроссгейм, Л. П. Гмид (1951), В. А. Гроссгейм, К. Ф. Короткова (1957) и др. В этом же районе проблема геохимии малых элементов решалась довольно случайно и часто вне связи с литологией (Катченков, 1953; Резников, 1959, 1964).

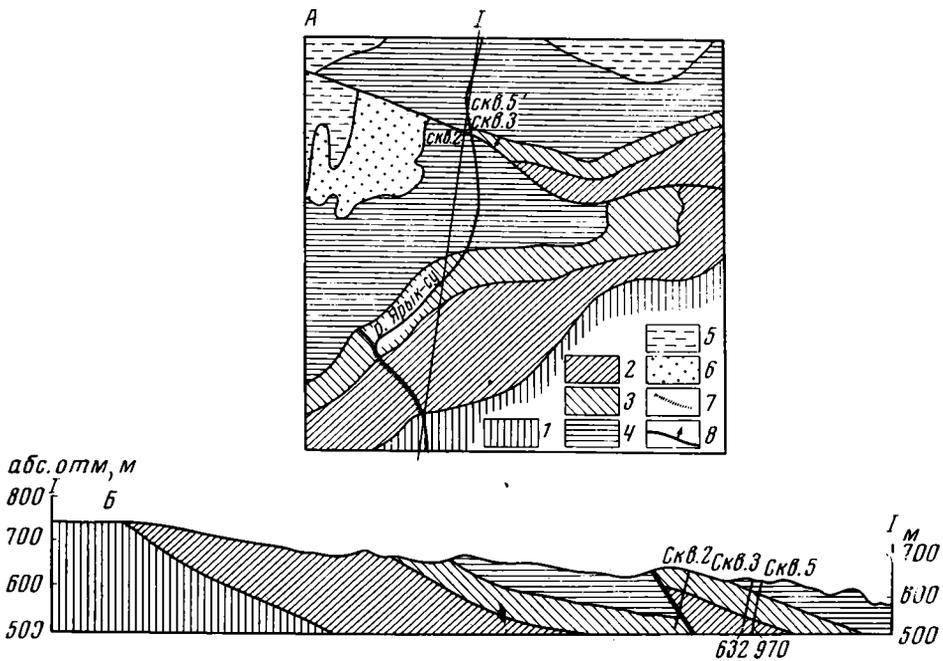
В 1971 г. мы предприняли попытку систематически изучить поведение 16 элементов в разрезе чокракско-караганских отложений среднего течения р. Ярык-су. Были поставлены две взаимосвязанные задачи.

Первая сводилась к детальному изучению и послыльному опробованию полного разреза чокракско-караганских отложений, хорошо обнаженного в русле рек Большая и Малая Ярык-су, с тем, чтобы выяснить особенности распределения в нем ряда химических элементов, а затем связать их с изменениями литологического состава пород.

Вторая заключалась в том, чтобы сравнить между собой поведение элементов в обнажениях и скважинах. Предполагалось, что таким образом можно будет оценить влияние гипергенных эпигенетических процессов на распределение элементов в осадочных породах, снять влияние этого вторичного фактора и решить вопрос о том, можно ли в дальнейшем пользоваться для геохимических построений материалом, собранным по естественным обнажениям в данном регионе.

Район, исследованный нами, располагается в центральной части моноклинали Черных гор. Геологическое строение этого участка Предкавказья ранее было достаточно полно описано в работах К. А. Прокопова (1924), Н. С. Шатского (1929), Б. А. Алферова (1931), В. Е. Руженцева (1932), Б. П. Жижченко (1940), Н. Б. Вассоевича, В. А. Гроссгейма (1951) и др. Общее представление о нем дает фиг. 1.

Как это видно на схеме, центральной тектонической структурой района является крупное субширотное нарушение типа взброса, известное в литературе под наименованием «Гилянский надвиг». Это нарушение хорошо прослеживается в среднем течении р. Ярык-су, где вдоль него



Фиг. 1. Геологическое строение района среднего течения р. Ярык-су

А — схематическая геологическая карта; Б — геологический разрез I—I; 1 — майкопские глинистые отложения с конкрециями сидерита (Mcp); 2 — чокракские песчано-глинистые отложения (Tch); 3 — караганские песчано-глинистые отложения (Krg); 4 — сарматские глины с прослоями мергелей, песчанистые сверху (Srm); 5 — нерасчлененные песчано-глинистые отложения сармата — меотиса (Srm—Mt); 6 — пески, песчаники и глины с конгломератом в основании, относимые к акчагылу (Akch); 7 — линия описания разреза; 8 — разлом

отчетливо сдвигается разрез миоцена. В восточной части района амплитуда разрыва достигает 1500 м. Западнее она, по-видимому, уменьшается. Плоскость нарушения круто падает на север, и вдоль нее северный блок приподнят и надвинут на южный. В долине р. Ярык-су разлом подсечен скв. 2 на глубине 610—620 м.

В целом для всего района исследования характерно моноклинальное падение третичных толщ на север под углами 30—40°.

Полный разрез чокракско-караганских отложений мы изучили в районе пос. Симсыр, в месте слияния рек Большая и Малая Ярык-су, в естественных обнажениях речной долины (см. фиг. 1).

В основу подробного описания разреза среднемиоценовых отложений района мы положили стратиграфическую схему Н. Б. Вассоевича (1959) и Н. Б. Вассоевича и В. А. Гроссгейма (1951), составленную с учетом представлений предшествующих исследователей и данных глубокого бурения на территории Грозненской области и Дагестанской АССР.

Согласно взглядам Н. Б. Вассоевича, в чокракских отложениях этих районов четко выделяется нижний чокрак, или махачкалинская свита, и верхний чокрак, или серноводская свита, а в караганских отложениях различаются нижний караган, или сунженская свита, и верхний караган, или манасская свита (фиг. 2).

В сильно обобщенном виде изученный нами разрез выглядит следующим образом (снизу вверх). Непосредственно на черных, плотных и однородных глинах тарханского горизонта, содержащих массу мелких округлых конкреций, с постепенным переходом налегают чокракско-караганские песчано-глинистые отложения.

Глины среднего миоцена мы детально изучили ранее. Состав их довольно постоянен по всему разрезу; кроме железистой гидрослюды

(40—50%) значительную роль в них играет монтмориллонитовый компонент (20—40%) и каолинит с хлоритом (Холодов и др., 1974).

**Махачкалинская свита** ( $Tch_1$ ). Слои 1—8. Толща буровато-черных глин с подчиненными прослоями алевролитов и редкими и маломощными линзами песчаников. В глинах  $C_{орг}$  в среднем около 2%. В основном он входит в состав разнообразных битумов, тонко рассеянных среди глинистого материала или залегающих в виде сгустков и прожилков.

При переходе в алевролиты или песчаники глины часто обогащаются глауконитом, обломочным кварцем, мусковитом, биотитом и сильно разрушенными полевыми шпатами. В тяжелой фракции породы преобладают циркон и гранат; в подчиненном количестве встречаются рутил, турмалин и ставролит.

В нижней части толщи встречены мергелистые конкреции до 0,50 м в диаметре и тонкие прослои мергеля. Снизу вверх содержание карбонатов быстро падает и в середине толщи глина бескарбонатна. В кровле встречен 2-метровый пласт черной алевроитовой глины, существенно обогащенной органическим веществом (более 5%  $C_{орг}$ ); в ней обнаружены мелкие (до 3,0 мм в диаметре) стяжения сульфидов (пирит, марказит), прожилки, выполненные сульфидами, и рассеянная сульфидная минерализация (I горизонт, обогащенный органическим веществом). В этом же интервале повышена карбонатность глин.

Образцы 1000—1010. Мощность — 110 м.

Слои 9—12. Выше залегают пачка чередования мощных пластов серых и желтовато-серых кварц-глауконитовых песчаников и буровато-серых алевролитов; в подчиненном количестве встречены прослои темных алевроитовых глин. Для толщи в целом очень характерны подводно-оползневые деформации.

Песчаники обычно сложены остроугольными обломками кварца, сильно окатанными зёрнами циркона с примесью округлых зёрен глауконита; вся эта терригенная масса слабо цементируется глинистыми минералами.

Алевролиты состоят из кварца, глауконита, чешуек мусковита, обломков полевых шпатов. Обломочный материал цементируется глинистым веществом.

Образцы 1011—1017, 1207—1209. Мощность — 77 м.

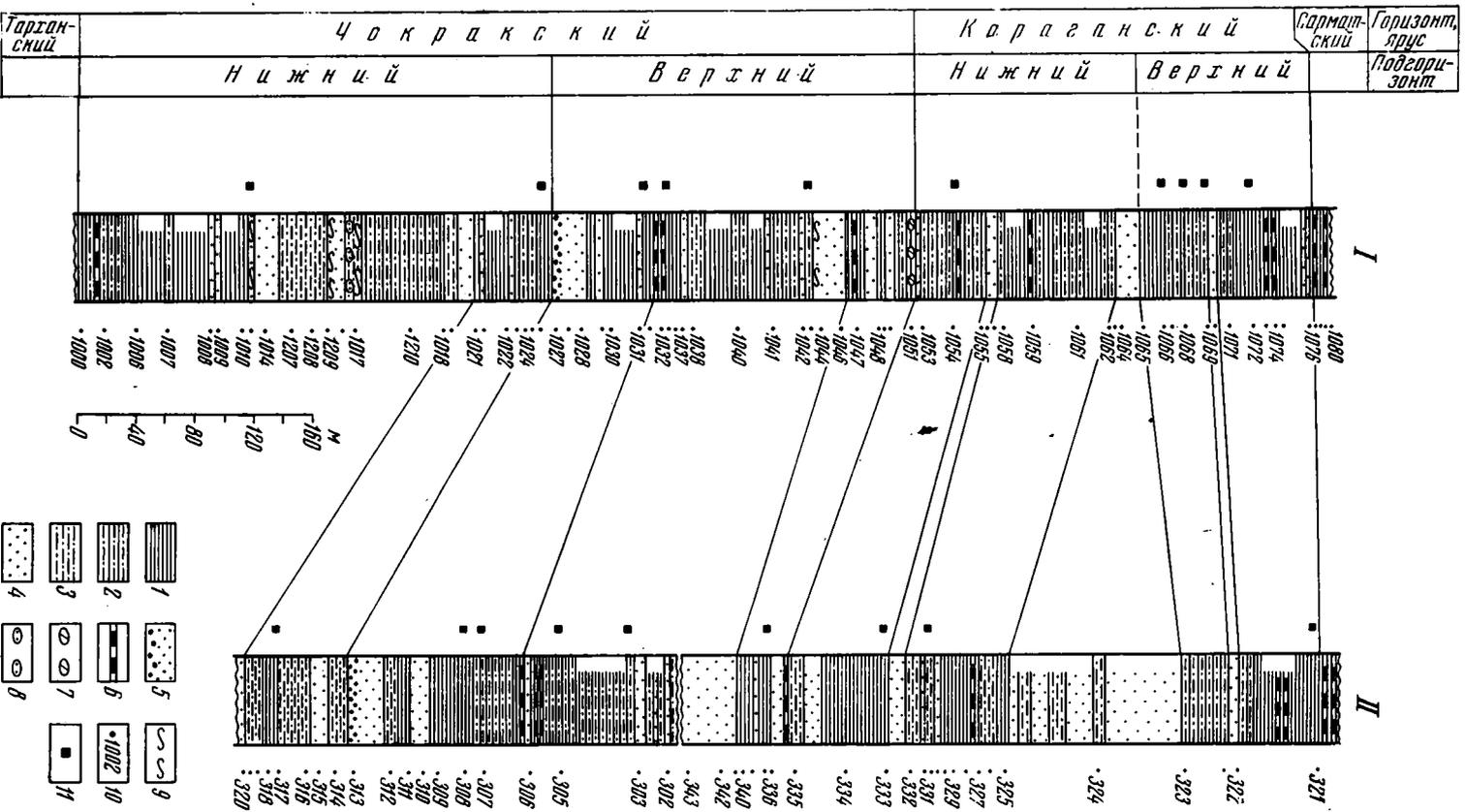
Слои 13—20. Толща коричневатобурых алевролитов с прослоями светло-серых песчаников и шоколадно-черных глин. В нижней трети преобладают алевроитовые глины, затем примерно в средней части получает распространение чередование песчаников и алевролитов, а завершает разрез мощная пачка алевролитов и глин с подчиненными прослоями песчаников. По петрографическому составу породы чрезвычайно сходны с описанными выше.

В верхней части выделяется 15-метровый горизонт черных алевроитовых карбонатных глин, существенно обогащенных битумами (до 3—4%  $C_{орг}$ ). Здесь же распространены сгустки, прожилки и микроконкреции сульфидов (пирит — марказит), а среди кварца, глауконита и мелких чешуек слюд очень часто встречаются обломки раковинок птеропод рода *Spirialis*, сложенные карбонатным материалом (II горизонт, обогащенный органическим веществом).

Образцы 1018—1026, 1210. Мощность — 128,5 м.

**Серноводская свита** ( $Tch_2$ ). По данным Н. Б. Вассоевича и В. А. Гроссгейма (1951), она распадается на михайловскую, шуринскую, акташскую и гяуртапинскую подсвиты. Для нас особый интерес представляет михайловская подсвита, а все вышележащие отложения, входящие в состав серноводской свиты, мы будем в дальнейшем именовать шуринско-гяуртапинской толщей.

**Михайловская подсвита.** Слои 21. Светло-серый или желтовато-серый, рыхлый, грубозернистый кварцевый песчаник, иногда косо-



слоистый. Под микроскопом видно, что порода почти нацело слагается округлыми зернами кварца в 0,5 мм; только в верхней части пачки в ней появляются крупные зерна глауконита и окатанные зерна циркона.

В основании толщи наблюдаются следы слабого размыва: здесь часто в песчанике встречаются гальки кварца и обнаруживаются линзовидные включения гравия. Нижний контакт волнист.

В средней и верхней частях встречаются частые текстуры подводно-оползневоего происхождения. Здесь же песчаник сильно пропитан коричневато-бурыми битумами.

Образцы 1027—1029, 1211. Мощность— 38 м.

Шуринско-гяуртапинская толща. Слои 22—31. Переслаивание черных глин, глинистых алевролитов и алевролитов с подчиненными пластами желтовато-белых и зеленоватых кварцевых песчаников.

Терригенная часть в основном состоит из окатанных обломков кварца, полевых шпатов, чешуек мусковита и зерен глауконита. Из минералов тяжелой фракции в породах распространены циркон и хромит; последний встречается особенно часто в пластах грубообломочных пород.

Примерно в 20—25 м от подошвы толщи в ней залегает 20-метровая пачка черных глин с прослоями алевролитов, существенно обогащенная органическим веществом; содержание  $C_{орг}$  в них достигает 6—7% (III горизонт, обогащенный органическим веществом). В глинах распространены обломки карбонатных раковинк птеропод рода *Spirialis*, иногда содержатся крупные карбонатные конкреции, а также разнообразная сульфидная минерализация в виде конкреций, включений неправильной формы и прожилков.

В кровле толщи залегает 1,5-метровый прослой черной, жирной на ощупь, алевроитовой глины, содержащей 3—4%  $C_{орг}$ ; порода смята в сложные оползневые складки, содержит многочисленные мелкие конкреции пирита; обильны карбонатные раковинки пеллеципод и птеропод и их обломки (IV горизонт, обогащенный органическим веществом). Снизу вверх в пачке переслаивания заметно возрастает роль песчаников.

Образцы 1030—1043, 1213. Мощность— 138 м.

Слои 32—34. Светло-серые и желтовато-бурые косослоистые слабо сцементированные кварцевые песчаники с многочисленными следами высачивания нефти. Пачка карбонатных глин и мергелей делит толщу на две части.

Обломочная часть породы слагается крупными (0,2—0,6 мм в диаметре), хорошо окатанными обломками кварца с незначительной примесью халцедона; присутствуют редкие зерна глауконита. Из тяжелых минералов типичны сильно окатанный циркон, турмалин, гранат и хромит. Цемент карбонатный, реже глинистый.

Образцы 1045—1048. Мощность — 50 м.

Слои 35—38. Чередование черных алевроитовых глин и алевролитов с желтовато-серыми песчаниками.

В глинах битуминозное вещество обогащает отдельные прослойки, и это придает породе тонкослоистую текстуру. Обломочный материал представлен кварцем, чешуйками мусковита и мелкими зернами глауконита; чем крупнозернистей порода, тем больше в ней обломков кварца.

В 1,50—2,0 м от кровли толщи в ней встречен еще один пласт черной битуминозной глины, содержащей мелкие включения сульфидов, мно-

Фиг. 2. Литолого-стратиграфические колонки чокракско-караганских отложений. Разрезы: I — описанный по естественным обнажениям; II — изученный по кернам скважин 3 и 5; 1 — глины; 2 — алевролитовые глины или глинистые алевролиты; 3 — алевролиты; 4 — песчаники. 5 — гравийные и галечные включения в песчаниках; 6 — мергели; 7 — мергелистые конкреции; 8 — глыбы, «боллы», закрутыши и блоки песчаников; 9 — оползневые складки в песчаниках и алевролитах; 10 — место взятия и номер образца; 11 — прослой, существенно обогащенный пиритом и марказитом; пласты, в пределах которых условные знаки нанесены не по всей ширине колонки, скрыты под наносами

гочисленные карбонатные конкреции и линзы мергелей, переполненных обломками раковин пелеципод. Содержание органического углерода в глине 3—4% (V пласт, обогащенный органическим веществом).

Образцы 1049—1053. Мощность — 25 м.

**Сунженская свита** (Krg<sub>1</sub>). Слои 39—46. Переслаивание черных алевроитовых глин, алевролитов и светло-серых кварц-дистеновых песчаников, причем мощность и количество пластов песчаников возрастают снизу вверх.

Глины содержат равномерно рассеянное органическое вещество, количество углерода достигает 2—3%. В породах распространены стяжения и вкрапленники сульфидов. В нижней части толщи среди глин залегают прослои мергелей, содержащих многочисленные остатки пелеципод *Spaniodontella*, птеропод и прочей фауны. Выше по разрезу встречаются лишь рассеянные кристаллики кальцита в глинистой массе.

Обломочная часть пород представлена кварцем, чешуйками мусковита и зернами глауконита. В песчаниках обычно преобладают окатанные обломки кварца, есть зерна дистена; только в самых нижних слоях толщи наряду с дистеном встречается циркон.

Разрез свиты завершается мощным пластом косослоистых белых и желтовато-белых песчаников.

Образцы 1054—1063. Мощность — 139 м.

**Манасская свита** (Krg<sub>2</sub>). Слои 47—56. Глины черные и зеленовато-серые, местами алевроитовые, с подчиненными прослоями песчаников и мергелей, существенно обогащены битумами, образующими сгустки, стяжения, линзовидные тела и тонкие слойки.  $C_{орг}$  2—3%; однако снизу вверх по разрезу количество органики постепенно уменьшается. Очень тесно с битуминозной частью породы связаны мелкие округлые стяжения сульфидов (пирит и марказит); реже встречаются прожилки, vyplненные сульфидами, и рассеянные кубики пирита. Весьма типично почти постоянное присутствие в породе рассеянных зерен кальцита; нередко карбонатным материалом сложены плохо определимые фаунистические остатки. В глинах часто встречается фосфатная чешуя рыб.

Редкие пласты песчаников, встреченные среди глин, сложены хорошо окатанными обломками кварца с незначительной примесью глауконита, халцедона и полевых шпатов. Повсеместно присутствуют также дистен и гранат; только в верхней части разреза обнаружен циркон.

В толще глин изредка встречаются прослои мергелей толщиной до 20 см; снизу вверх число таких прослоев возрастает.

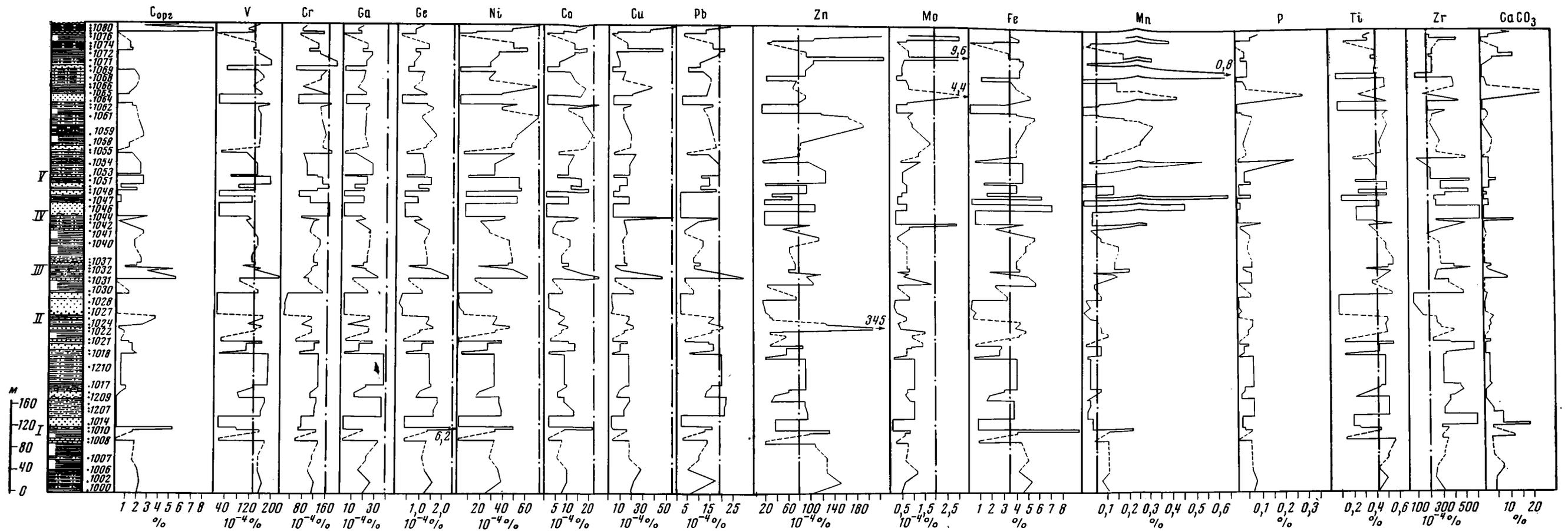
Образцы 1065—1077. Мощность — 121 м.

На этом заканчивается описание разреза чокракско-караганских отложений по р. Ярык-су; выше залегают голубовато-серые алевроитовые глины сармата, относимые уже к верхнему миоцену<sup>1</sup>.

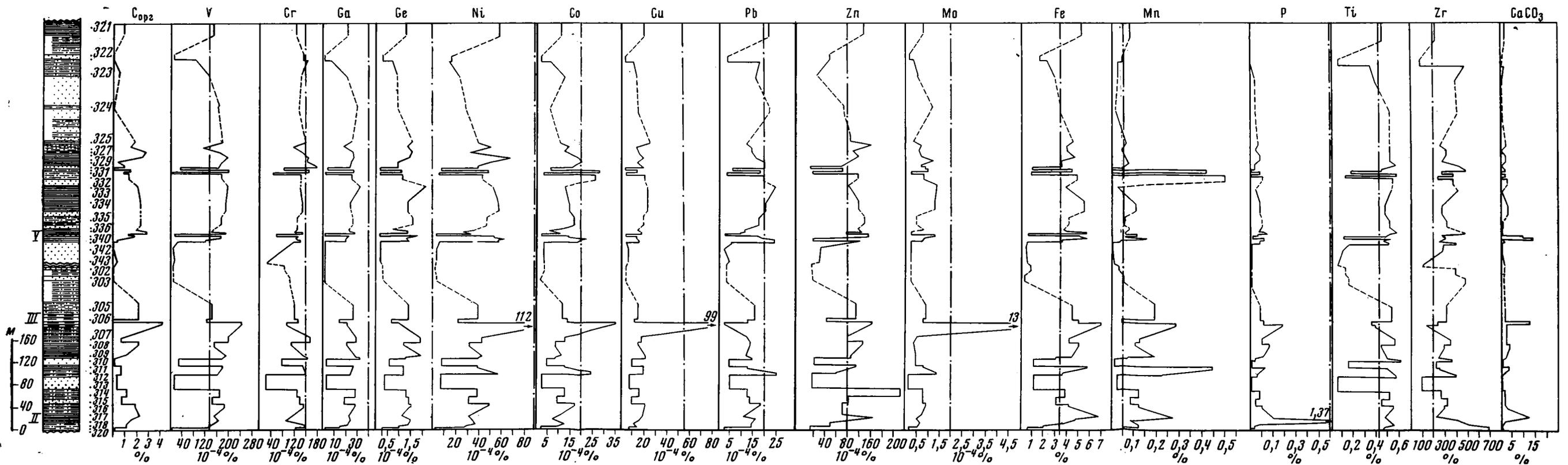
Изученный разрез был опробован с помощью 71 образца (фиг. 2, 1). В каждом отобранном образце в химической лаборатории Геологического института АН СССР под руководством Э. С. Залманзон химическим путем были определены содержания  $C_{орг}$ ,  $CO_2$ , Fe, Mn, Ti, Zr, P; полярографически изучалось содержание Zn и посредством количественного спектрального анализа охарактеризовано поведение V, Cr, Cu, Ni, Co, Pb, Ga, Ge, Mo (И. Ю. Лубченко). Всего, таким образом, было выполнено определение содержания 16 элементов и  $CO_2$  в 69 пробах; это отвечает 1173 частным определениям.

Для того чтобы более наглядно представить себе распределение редких и малых элементов в изученном разрезе, мы построили литологическую колонку (фиг. 3). Результаты анализа при построении кривых относились к той мощности толщи, которую представлял испытуемый об-

<sup>1</sup> В изученном разрезе конкские слои нами не выделялись; они описывались в составе верхней части карагана.



Фиг. 3. Литогенетическая колонка разреза чокракско-караганских отложений р. Ярык-су I—V — пласты «черных сланцев». Условные обозначения см. на фиг. 2; линия штрих-пунктир — величина кларка в глинах, по А. П. Виноградову (1962)



Фиг. 5. Литогенетическая колонка скважин 3 и 5, вскрывающих чокракско-караганские отложения на р. Ярык-су Условные обозначения см. на фиг. 2

разец, т. е. кривая учитывала данные аналитики и приведенного выше описания.

При рассмотрении кривых фиг. 3 видно, что в глинистой части разреза среднего миоцена очень часто накапливаются относительно высокие количества редких и малых элементов. Для оценки степени их концентрации на диаграмму нанесены в виде вертикальных линий величины кларков для каждого элемента (в глинах и сланцах), установленные А. П. Виноградовым (1962).

Оказалось, что весьма значительно по сравнению с кларком в глинистых породах земной коры в нашем случае накапливаются Fe, Mn, Zr, Zn; их средние содержания обычно в два с лишним раза превышают кларк. Менее интенсивно концентрируются V, Pb, Mo, Ti, Cr. Количество этих элементов в глинах чокракско-караганского возраста находится на уровне кларка, лишь изредка на отдельных участках превышая его. Наконец, заметно уступают кларку содержания Ni, Co, Ga, Ge, Cu, P.

В чокракских отложениях пласты алевролитов и глин, содержащие повышенное количество органического вещества, чередуются с пластами тех же в петрографическом отношении пород, но содержащих незначительное количество органики. Горизонты глинистых пород, относительно обогащенные битумным органическим веществом, мы будем условно называть «черными» сланцами; именно с ними обычно связываются и концентрации малых элементов.

Всего в разрезе чокрака выделяются 5 пластов «черных» сланцев (I—V), причем количество  $C_{орг}$  в них обычно 2—6%.

Их мощность 2—20 м; битумное органическое вещество либо весьма равномерно насыщает глинистую массу породы либо образует микросгустки, заполнения трещинок или линзовидные скопления.

Пласты II, III и IV сланцев слагаются черной тонкослоистой глиной, при выветривании легко образующей «книжную» отдельность; для них типичны прослои карбонатных конкреций и многочисленные стяжения сульфидов. Пласты I, IV более маломощны и сложены темной алевритовой глиной с характерным раковистым изломом; карбонатные конкреции в них сравнительно редки.

В отличие от чокрака в карагане трудно выделить какие-либо самостоятельные пласты, богатые органическим веществом; здесь вся глинисто-алевролитовая часть разреза довольно равномерно содержит 1,5—2,5%  $C_{орг}$  и по многим своим геохимическим особенностям напоминает описанные выше богатые органикой пласты I, IV.

С органическим веществом, накапливающимся в разрезе чокракско-караганских отложений, часто ассоциируют высокие содержания Fe, Mn, V, Mo, Pb, Zn; их пики обычно сопутствуют областям максимальных содержаний  $C_{орг}$  на фиг. 3. Однако следует подчеркнуть, что эти элементы редко присутствуют все сразу в одном и том же интервале, богатом органикой, чаще всего на одном уровне концентрируются 3—4 рудных элемента, и, таким образом, по вертикали наблюдается некоторая их дифференциация.

Схема концентрации элементов в выделенных горизонтах изображена в табл. 1. Очевидно, что полного набора рудных элементов не встречено ни в одном пласте, обогащенном органическим веществом.

По составу накапливающихся элементов пласты битуминозных глинистых пород весьма напоминают «черные» горючие и углеродисто-кремнистые ванадиеносные сланцы, однако бесспорно отличаются от них степенью накопления рудных компонентов (Холодов, 1968, 1970, 1973). Так, ранее было показано, что в вендско-кембрийских фтанитах хребта Каратау содержания V и Mo обычно в 10 раз превышают кларк, Ni и V — в 20 раз, а Pb — даже в 60 с лишним раз. Между тем в битуминозных глинах чокрака содержания V, Mo и Pb лишь изредка дости-

гают 1,5 кларка концентрации, Fe и Mn в 2—2,5 раза превышают кларк, а остальные элементы по существу даже не концентрируются.

Весьма характерная особенность пластов глинистых пород, существенно обогащенных органическим веществом,— широкое развитие в них мелких, обычно не превышающих нескольких миллиметров в диаметре, конкреций пирита, марказита и других сульфидов. Распространены также рассеянная минерализация и даже трещинки, заполненные сульфидами. Очевидно, что минеральные формы концентрации элементов в битуминозных глинах также роднят их с черными рудными сланцами. Таким образом, можно предположить, что в случае черных битуминозных глинистых пород среднего миоцена мы имеем дело с эмбриональным рудным «сланцевым» процессом, который только наметился, но не создал настоящих рудных скоплений.

Обычным явлением в пластах «черных» сланцев следует считать несколько повышенное содержание карбонатного материала; об этом свидетельствует сходство пиков кривых  $C_{орг}$  и  $CaCO_3$  на фиг. 3, а также данные, приведенные в табл. 1. Любопытно, что под микроскопом карбонатный материал часто представлен кальцитом, слагающим обломки раковин и раковины птеропод, пелеципод и прочей фауны. Это обстоятельство позволяет думать, что вообще повышенная карбонатность битуминозных пластов может рассматриваться как результат накопления

Таблица 1

Распределение элементов и содержание (%)  $C_{орг}$  и  $CaCO_3$  в пластах «черных» сланцев

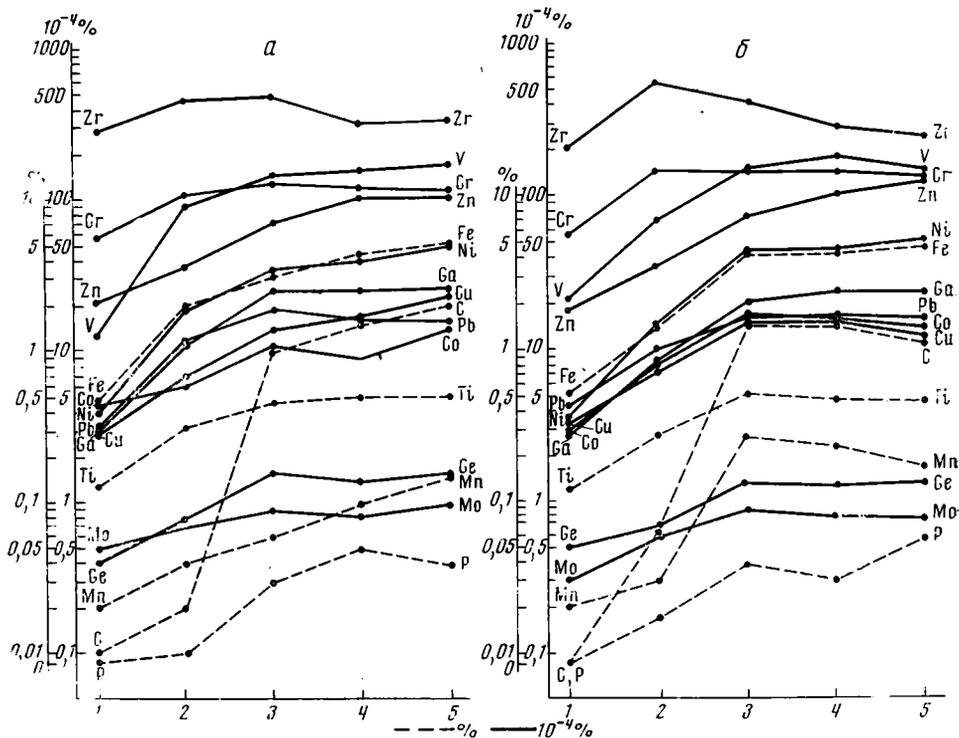
Пласт	Элемент	$C_{орг}$	$CaCO_3$
V	V, Zn, Fe, Mn	2,8—3,0	4—5
IV	Zn, Mo, Fe, Mn	3,0—3,2	12—14
III	V, Pb, Zn, Fe	5,6—5,8	8—10
II	V, Zn, Fe	3,8—4,0	4
I	Zn, Fe, Mn	5,0—5,5	15—18

в осадках миоценового палеоводоёма раковин морских организмов; вполне вероятно, что именно с этим связано и появление весьма значительных масс битуминозного органического вещества в разрезе.

При рассмотрении фиг. 3 следует также отметить, что некоторые элементы, и в первую очередь Mn, а также

Ni, Co, Zn не особенно интенсивно концентрируются в чокракских отложениях, но зато в карагане образуют довольно определенные максимумы. Типично ли это явление только для отложений изученного района или оно имеет региональное значение, можно выяснить лишь при более широких фациально-литологических исследованиях. Пока не установлены более региональные закономерности распределения Mn и других элементов, говорить о происхождении их скоплений в карагане трудно.

Анализируя поведение различных элементов во всей песчано-глинистой толще среднего миоцена (см. фиг. 3), следует отметить, что конфигурации большинства кривых распространения изученных элементов очень похожи между собой. Это находит объяснение в главной особенности строения разреза чокракско-караганских отложений, который в целом представляет собой контрастное чередование пластов кварцевых песчаников, с одной стороны, и глинистых алевролитов и глин — с другой. Среди песчаников преобладают олигомиктовые разности, почти нацело сложенные зернами кварца с примесью глауконита, дистена, циркона и других устойчивых минералов. Глины имеют существенно гидрослюдистый состав с примесью монтмориллонита и каолинита с хлоритом. В изученном разрезе путем микроскопического исследования было выделено несколько петрографических типов пород. На основе десятичной классификации по размерности (мм) преобладающих терригенных обломков мы различали глины (<0,01), алевролиты (0,01—0,1), песчаники (>0,1), среди которых оказалось рациональным выделить мелкозернистые (0,1—0,2), среднезернистые (0,2—0,5) и крупнозернистые



Фиг. 4. Распределение элементов по типам пород в разрезе среднемиоценовых отложений р. Ярык-су

Отложения: *a* — чокракские, *b* — караганские; песчаники: 1 — крупно- и среднезернистые, 2 — мелкозернистые; 3 — алевролиты; 4 — алевритовые глины; 5 — глины

(>0,5) разновидности. Кроме того, мы выделили в качестве самостоятельного петрографического типа алевритовые глины и мергели.

В 5 петрографических типах пород, наиболее распространенных в чокракско-караганских отложениях, отдельно для чокрака и карагана было вычислено среднее содержание каждого из 16 изученных химических элементов. Результаты подсчетов приводятся в табл. 2 и на фиг. 4.

При рассмотрении таблицы и графика прежде всего обращает на себя внимание, что при переходе от крупнозернистых песчаников к мелкозернистым и даже к алевролитам, алевритовым глинам и глинам содержания многих элементов возрастают. Естественно, что резкая смена песчаных и глинистых пород по вертикали порождает значительную контрастность кривых и способствует их симбатности, что четко видно на фиг. 3.

Более детальное знакомство с табл. 2 и фиг. 4 позволяет думать, что поведение одних элементов (Fe, Ni, Co, Zr, Cr, Ge и др.) не зависит от стратиграфического положения изучаемой толщи, тогда как поведение других ( $C_{орг}$ , V, Ga, Mn, Zn, Ti) заметно меняется в зависимости от того, караганские или чокракские отложения подвергались опробованию.

Среди первой группы элементов, стабильно ведущих себя в разрезе среднего миоцена, довольно четко выделяются Fe и Ni; их содержания постепенно возрастают от крупнозернистых песчаников к мелкозернистым, алевролитам, алевритовым глинам и глинам, достигая максимума в последних. По всей вероятности, такое поведение обусловлено тем, что преобладающая часть Fe и Ni рассеяна в кристаллической решетке глинистых минералов и в этой форме постоянно концентрируется в глинах; с этими же породами в интервалах, обогащенных органическим

Среднее содержание элементов в разных типах пород в чокракско-караганских отложениях

Тип порода	Сорг. %	10 <sup>-4</sup> %										%				Zr, 10 <sup>-4</sup> %
		V	Cr	Ga	Ge	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Mo	Fe	Mn	P	Ti	
Обнажения																
Чокрак																
1	0,01	13	56	3	0,4	4	4,5	3	3	21	0,5	0,47	0,02	—	0,13	280
2	0,20	91	108	11	0,8	19	6	7	12	36	0,7	1,90	0,04	0,008	0,32	453
3	0,98	144	128	25	1,6	34	11	14	19	70	0,9	3,17	0,06	0,03	0,46	468
4	1,56	153	120	25	1,4	39	9	17	16	105	0,8	4,48	0,10	0,05	0,51	310
5	1,99	167	116	26	1,6	49	14	23	16	103	1,0	4,91	0,16	0,04	0,50	328
Караган																
1	Нет	21	56	3	0,5	3,6	3	3,3	4,3	18	<0,5	0,51	0,02	Нет	0,12	203
2	»	70	147	8	0,7	15	8	7	10	35	0,6	1,45	0,03	0,017	0,28	550
3	1,66	158	149	21	1,4	45	17	15,6	15	74,2	0,9	4,35	0,27	0,04	0,52	405
4	1,4	181	152	24	1,3	46	16	16	16	102	0,8	4,35	0,24	0,031	0,48	285
5	1,14	153	137	23,5	1,4	52,5	14	12,5	16	139	0,8	4,85	0,18	0,06	0,48	243
Скважины																
Чокрак																
1	0,01	13	66	2,4	3,8	4	2,6	5	3	19	0,3	0,77	0,02	—	0,1	245
3	0,28	132	145	16	1,03	26	10	10	13	58	0,7	3,35	0,06	0,03	0,42	415
5	1,83	175	136	25,6	1,4	44	13	23	13	97	1,6	4,79	0,18	0,06	0,51	293
Караган																
1	0,21	16	84	3,1	0,5	6,4	4	5	4	42	0,6	0,79	0,10	0,002	0,11	215
3	0,45	127	141	17	1,25	36	12	11	17	77	1,0	3,31	0,04	0,02	0,44	377
5	1,71	172	145	25	1,4	45	14	18	17	98	0,8	4,67	0,12	0,04	0,50	314

Примечание. Кварцевые песчаники: 1 — крупно- и среднезернистые, 2 — мелкозернистые, 3 — алевролиты, 4 — алевроитовые глины, 5 — глины.

веществом, всегда ассоциируются пиритовые конкреции, которые также несут в себе часть Fe и Ni.

Несколько иначе ведут себя Zr и Cr; содержание обоих элементов достигает максимума в мелкозернистых песчаниках и алевролитах и падает в сторону алевроитовых глин и крупнозернистых песчаников. По-видимому, эта закономерность обусловлена тем, что основная масса обломочных зерен циркона и хромита (главных носителей интересующих нас элементов) тяготеет к песчано-алевритовой фракции кварца. В отношении циркона такая зависимость с помощью гранулометрических анализов установлена Л. П. Гмид (1955<sub>2</sub>).

Существенная роль алевритовой фракции в распределении Zr и Cr подтверждается при анализе их поведения в разрезе. Действительно, как это видно на фиг. 3, терригенный материал в разрезе среднемиоценовых отложений обычно «разбавляет» глинистую массу, и поэтому содержания большинства элементов в интервалах распространения песчаников обычно понижаются. Исключение из этого правила — поведение Zr и Cr. Очевидно, например, что содержание Zr в крупнозернистых песчаниках михайловской свиты и большей части карагана падает, как и содержания V, Ga, Ge, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Mn, Fe, Ti и др. Однако в мелкозернистых песчаниках махачкалинской свиты и верхнего чокрака поведение Zr и большинства малых элементов заметно расходится; содержание Zr существенно возрастает там, где количество остальных элементов падает.

Очень похоже в мелкозернистых алевритовых песчаниках верхнего чокрака и на границе карагана и сармата ведет себя Cr; в названных

интервалах его кривые не повторяют, а зеркально отражают кривые V, Ga, Ge, Ni, Co, Pb и др. При изучении прозрачных шлифов видно, что главными носителями C<sub>г</sub> во всех этих песчаных пластах являются терригенные хромит и гранат; их дополнительное поступление вместе с кварцевым материалом и создавало местные аномалии.

Таким образом, алевритовые фракции циркона, граната и хромита иногда появляются в разрезе чокракско-караганских отложений в таких значительных количествах, что вместе с кварцем заметно «разбавляют» глинистый материал.

Вторая группа элементов несколько меняет свое поведение в зависимости от стратиграфического положения и довольно тесно связана с распределением в различных типах пород органического вещества. Как упоминалось выше, в чокракских отложениях (см. фиг. 4) органическое вещество обогащает отдельные пласты глин; в соответствии с этим содержание C<sub>орг</sub> в чокраке закономерно возрастает от песчаников к алевритам и глинам. Аналогично ведут себя V, Cu, Pb, Mn и др.

В караганских отложениях органическое вещество обогащает всю толщу глинисто-алевролитовых пород; при этом в породах алевритоглинистой фракции концентрируются не только C<sub>орг</sub>, но и V, Cu, Mn, Mo и другие элементы «сланцевой» ассоциации. Нельзя также не отметить, что для органического вещества (фиг. 4) характерна большая контрастность между его низкими содержаниями в хорошо проницаемых песчаниках и весьма высокими содержаниями в плотных, слабопроницаемых алевролитах, алевритовых глинах и глинах. Возможно, что такое распределение C<sub>орг</sub> обусловлено процессами катагенетической и гипергенной миграции нефтяных битумов в песчаных коллекторах. В результате вторичного перераспределения битумов в песчаниках их содержание местами уменьшилось, что и усилило картину первичных геохимических различий.

Для того чтобы получить представление о литолого-геохимических особенностях строения чокракско-караганских отложений на некотором удалении от дневной поверхности, мы отобрали образцы из керна скважин 3 и 5 в тех участках, где они вскрывают интересующий нас стратиграфический интервал (см. фиг. 1). Эти скважины были пробурены в долине р. Ярык-су, несколько севернее Гилянского надвига.

Геологическое описание обеих скважин и керновый материал нам предоставили сотрудники объединения «Грознефть». По этим данным составлена сводная литологическая колонка (см. фиг. 2, II). Верхняя ее часть построена по материалам скв. 3, а нижняя — скв. 5; в том месте колонки, где сбиваются между собой материалы разных скважин, изображен разрыв.

В обеих изученных скважинах исследовано 44 образца (см. фиг. 2). Так как при отборе кернов рыхлые песчаники извлекаются с трудом, среди отобранных кернов преобладают глинисто-алевролитовые породы, и это искажает общее представление о разрезе.

На основе производственных описаний скважин, каротажных диаграмм и микроскопических исследований было составлено послонное описание и проведено его точное сопоставление с разрезом, изученным ранее в обнажении. Оказалось, что чокракская часть характеризуется удивительным фаціальным постоянством, благодаря которому в скважинах легко обнаруживаются все те слои, что и на дневной поверхности. В карагане сопоставление усложняется вследствие резкого увеличения мощности песчаников, залегающих в верхней части сунженской свиты; в скв. 3 эта толща имеет уже мощность 100 м вместо 20 м на поверхности.

Для сравнения с поверхностью в 46 отобранных по скважинам образцах было проведено определение 17 элементов (782 частных определений). На основании полученных результатов построена литогенетическая колонка (фиг. 5), мало отличающаяся от колонки на фиг. 3.

Следует, однако, отметить, что караганские отложения в данном разрезе из-за редкого отбора керна опробованы довольно фрагментарно. Отрывочность имеющихся данных подчеркнута на фиг. 5 обилием пунктирных линий, которые условно соединяют разрозненные точки опробования. Кроме того, недостаточное количество проб, взятых в песчаниках, на диаграммах затушевывает некоторые уже установленные выше зависимости. Так, обратные тенденции в поведении Zr и Sr, с одной стороны, и ряда малых элементов — с другой, обычно наблюдаемые в отложениях махачкалинской свиты и верхнего чокрака, здесь проявлены очень слабо.

Тем не менее на фиг. 5 в чокрацких отложениях, в скважинах, довольно четко прослеживаются отдельные пласты глинисто-алевритовых пород, существенно обогащенные органическим веществом. Здесь выделяются II, III и V битуминозные горизонты; вследствие того, что IV горизонт попадает на то место, где прилегают друг к другу колонки разных скважин, он из разреза выпадает.

Таблица 3

Распределение элементов и содержание (%)  $C_{орг}$  и  $CaCO_3$  в пластах «черных» сланцев

Пласт	Элементы	$C_{орг}$	$CaCO_3$
V	V, Zn, Fe, Mn	3,0—3,5	15
III	V, Ni, Co, Cu, Zn, Mo, Fe, Mn	4,0—4,5	10, 15
II	Zn, Fe, Mn	2,0—2,5	10, 15

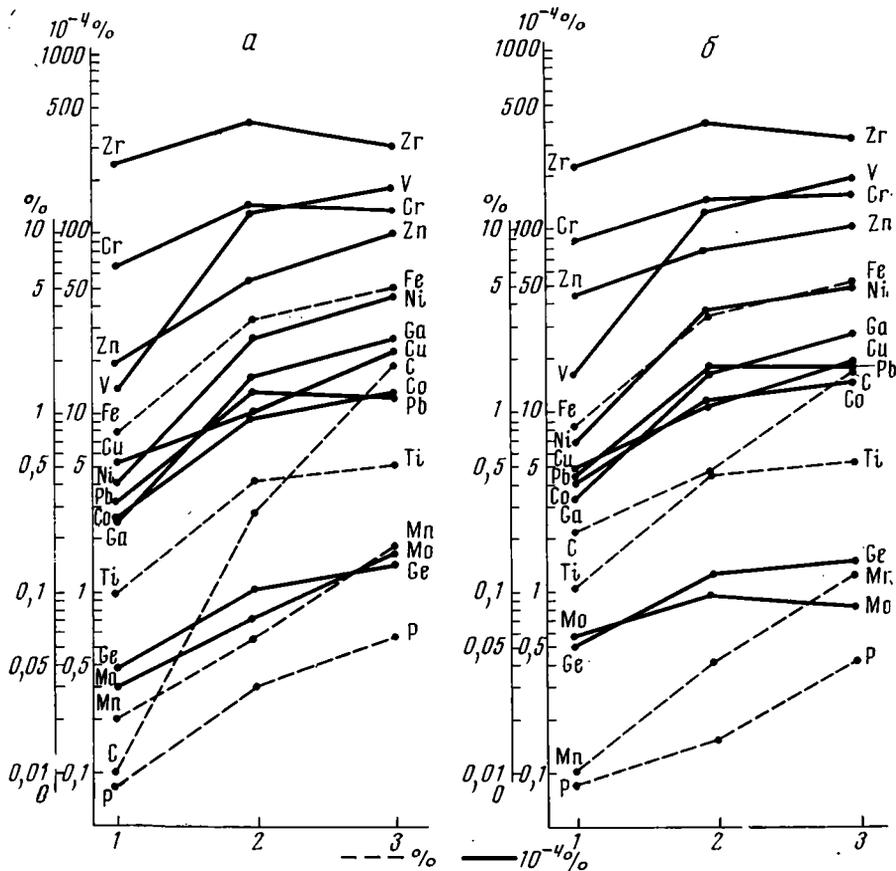
Характеристика пластов битуминозных сланцев в скважинах приведена в табл. 3. При ее сравнении с табл. 1 видно, что набор рудных компонентов в некоторых пластах сланцев неустойчив. Так, в III горизонте наряду с V, Pb, Zn, Fe присутствуют Ni, Co, Cu, Mo, Mn.

Если учесть неполноту и некоторую дефектность материалов, собранных при опробовании скважин, то, сравнивая между собой фигуры 3 и 5, легко прийти к заключению, что они удивительно похожи. Абсолютные содержания элементов и главные закономерности их распределения в разрезе свидетельствуют об общности тех геологических процессов, которые оказали решающее влияние на их возникновение.

Еще более убедительную картину позволяют нарисовать подсчеты средних содержаний элементов в различных типах пород, выполненные для обеих скважин. При выделении литолого-петрографических типов пород в скважинах имеющийся материал позволил различать крупно- и среднезернистые песчаники, алевриты и глины. В этих трех разновидностях пород было вычислено среднеарифметическое содержание 16 элементов и результаты нанесены на диаграмму фиг. 6.

Из графика следует, что поведение и значения средних содержаний большинства элементов в песчаниках, алевритовых и глинистых породах чрезвычайно близко поведению и аналогичным содержаниям элементов на фиг. 4. Небольшие расхождения в числах лежат за пределами точности подсчета.

Таким образом, распределение органического вещества и малых элементов в среднемиоценовых глинисто-алевритовых отложениях практически не зависит от положения разреза по отношению к дневной поверхности. Иначе говоря, процессы выветривания не оказывают существенного влияния на распределение элементов в интересующих нас глинисто-алевритовых толщах, и для литолого-геохимических построений в пределах восточной части Предкавказья вполне могут быть использованы разрезы, изученные по естественным обнажениям.



Фиг. 6. Распределение элементов по типам пород в скважинах, вскрывающих среднемиоценовые отложения р. Ярык-су

Отложения: *a* — чокракские, *b* — караганские; 1 — кварцевые песчаники (крупно- и среднезернистые); 2 — алевриты; 3 — глины

Отсутствие явных следов воздействия гипергенных процессов на хинико-минералогический состав глинистых толщ правильнее всего связывать с интенсивными неотектоническими поднятиями исследуемого региона и преобладанием процессов механического разрушения горных пород над явлениями их химического разложения. Само собой разумеется, что этот вывод совершенно не приложим к хорошо проницаемым песчаным коллекторам, глубокие геохимические изменения которых в зоне гипергенеза того же региона отмечали многие предыдущие исследователи.

Характеризуя палеоклиматическую обстановку, в которой происходило накопление среднемиоценовых отложений Северного Предкавказья, большинство исследователей часто подчеркивают здесь широкое развитие галогенных образований. Действительно, среди чокракско-караганских толщ Крыма, северо-западного Кавказа, в районах Черных гор и в Рионской долине нередко встречаются маломощные прослои гипсов и реже каменной соли. С другой стороны, в Предкарпатье, Закаспии и Нахичевани мощные толщи среднемиоценового возраста повсеместно представлены гипсами, ангидритами и каменными слоями, устойчиво чередующимися с песчано-глинистыми отложениями. Все это бесспорно указывает на то, что среднемиоценовый палеоводоем юга СССР принадлежал к типичным водоемам аридной зоны (Колесников, 1940; Стрaхов, 1960; Иванов, Левицкий, 1960).

Казалось бы, что в осадках подобного палеобассейна поведение химических элементов также должно отражать преобладание процессов механического выветривания на водосборах и в ряду песчаник—алевролит—глина господствовать пестрое распределение компонентов. Однако это не так.

Как мы показали выше, и в обнажениях пород среднего миоцена, и в кернах скважин наблюдается довольно стереотипная картина: при переходе от песчаников к алевролитам и глинам содержание всех элементов довольно согласованно возрастает. Такой тип распределения Н. М. Страхов предложил называть упорядоченным и показал, что он характерен для осадков гумидных областей (Страхов и др., 1955; Страхов, 1960).

Устранить несомненное противоречие между расположением среднемиоценового палеобассейна в области аридного климата и упорядоченным распределением химических элементов в осадках этого водоема может только гипотеза об аллохтонном происхождении значительных масс терригенно-глинистого вещества, поступавшего в него с гумидной платформы.

Такая гипотеза сама по себе не нова. Еще в работах Б. П. Жижченко (1940), С. А. Благонравова (1947) и др. предполагалось, что терригенно-глинистый материал поступал в чокракско-караганский палеоводоем как со стороны палео-Кавказа, так и со стороны суши, расположенной на северо-востоке, причем привнос с востока часто преобладал. Позднее В. П. Батуриным (1944), а также Н. Б. Вассоевич и В. А. Гроссгейм (1951) довольно определенно доказали, что песчано-алевролитовый олигомиктовый материал среднего миоцена Предкавказья в основном поставлялся с Русской платформы, располагавшейся в то время в гумидной зоне.

Сложнее обстоит дело с генезисом глин. По представлениям Л. П. Гмид (1955), основная масса глинистых минералов в чокракско-караганском палеоводоеме образовалась за счет переотложения третичных, меловых и юрских глинистых отложений Кавказского хребта, хотя весьма монотонный состав глинистых минералов в среднем миоцене Предкавказья, кажется, противоречит такому их генезису.

Как бы то ни было с происхождением глинистых образований, ясно одно: разбавляющее действие песчано-алевролитового олигомиктового материала, привносимого палеореками с гумидных равнин в среднемиоценовый водоем юга СССР, было тем главным фактором, который определил упорядоченное распределение химических элементов в его осадках. Влияние этого фактора сказывается также на контрастном распределении многих элементов в песчано-глинистых разрезах среднего миоцена, на поведении Zr, Sr и других элементов, связанных с акцессорными минералами, и на ряде других закономерностей распределения элементов-примесей в породах.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алферов Б. А. Геологические исследования центральной части Беновского месторождения нефти.— Тр. Главн. геологоразв. упр., 1931, вып. 58.
- Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.— Л., Совнефтьпром, 1927.
- Батурин В. П. Некоторые черты палеогеографии чокракского бассейна в новом освещении.— Докл. АН СССР. Нов. сер., 1944, т. 45, № 4, стр. 170—173.
- Благонраов С. А. Основные черты минералого-петрографической характеристики караганских и чокракских отложений Терской нефтеносной области.— Тр. Грозн. нефт. ин-та, 1947, сб. № 2.
- Вассоевич Н. Б. К стратиграфии чокракских отложений Терского предгорного прогиба (Северо-Восточный Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 3, стр. 136—138.
- Вассоевич Н. Б. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба).— Тр. ВНИГРИ, Л., 1959, вып. 128.

- Вассоевич Н. Б.* Чокракско-караганская нефтеносная толща восточной части северного склона Кавказа — Тр. КЮГЭ, вып. 4. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959, стр. 400—546.
- Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А.* К палеогеографии Северо-Восточного Кавказа в среднемиоценовую эпоху.— В кн.: Геологический сборник № 1(IV) ВНИГРИ. Л., Гостоптехиздат, 1951.
- Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Гмид Л. П.* Опыт изучения обломочного кварца в песчано-алевритовых породах чокрака Северо-Восточного Кавказа.— Докл. АН СССР. Нов. сер., 1952, т. 86, № 2.
- Гмид Л. П.* К литологии глинистых пород чокрака и карагана Северо-Восточного Кавказа.— Геол. сборник, № 1, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., 1955, вып. 83.
- Гмид Л. П.* К петрографии и палеографии песчано-алевритовых пород чокрака Северо-Восточного Кавказа.— В кн.: Геологический сборник, III ВНИГРИ. Л., Гостоптехиздат, 1952.
- Гроссгейм В. А., Гмид Л. П.* Терригенно-минералогические провинции чокракского бассейна — В кн.: Геологический сборник, I ВНИГРИ. Л.—М. Гостоптехиздат, 1951, стр. 109—120.
- Гроссгейм В. А., Короткова К. Ф.* Терригенно-минералогические провинции чокракского и караганского бассейнов на территории Северо-Западного Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 5, стр. 69—79.
- Жижченко Б. П.* Средний миоцен. Стратиграфия СССР, 12, Неоген. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф.* Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., ГОНИТИ, 1960.
- Катченков С. М.* Корреляция разрезов по данным количественного спектрального анализа.— В кн.: Геологический сборник, II. ВНИГРИ, Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.
- Колесников В. П.* Верхний миоцен. Стратиграфия СССР, 12, Неоген. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Прокопов К. А.* Датыхский район (Северный Кавказ).— Грозненск. нефт. хоз-во, 1924, № 1—3.
- Резников А. Н.* Сравнительная геохимическая характеристика нижнечокракских отложений Черногогорской моноклинали и Терского хребта (Восточное Предкавказье) по данным спектрального анализа.— Изв. вузов. Нефть и газ, 1959, № 11, стр. 17—18.
- Резников А. Н.* К геохимической характеристике осадочного процесса в чокракский век на территории Грозненского нефтеносного района.— Тр. Грозненск. нефт. ин-та, 1964, сб. 27, стр. 122—127.
- Руженцев В. Е.* Бенойско-Датахский нефтеносный район.— Тр. Нефт. геологоразв. ин-та, Сер. А, вып. 7, 1932.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. II. Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. С.* К геохимии нефтеносных отложений (нижнефранские породы II Баку).— Тр. ИГН АН СССР, вып. 155, сер. геол., № 66, 1955.
- Холодов В. Н.* Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М., «Наука», 1968.
- Холодов В. Н.* Рудные ассоциации ванадия в осадочных породах.— Рудные месторождения, 1970, № 4.
- Холодов В. Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., «Наука», 1973.
- Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О., Градусов Б. П., Чижикова Н. П.* Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-су (Восточное Предкавказье).— Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 4.
- Шатский Н. С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Мнатлы-Дылым (Северный Дагестан).— Тр. Н.-и. нефт. ин-та, 1929, вып. 4.

УДК 550.42 + 553.64

**КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ УРАНОМ  
И ФОСФОРом В ФОСФОРИТАХ  
И ФОСФАТОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ**

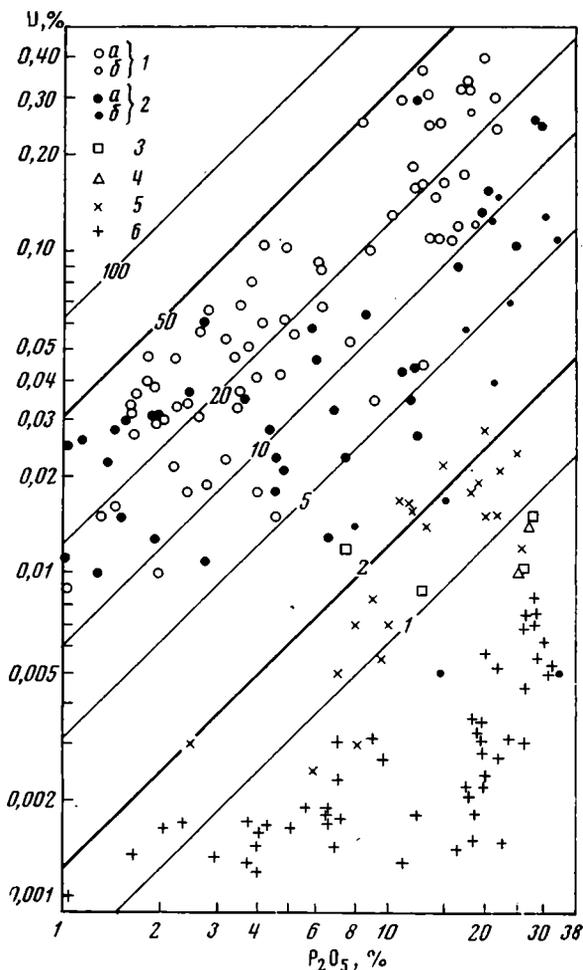
**В. М. ГАВШИН, В. А. БОБРОВ, Л. С. ЗОРКИНА**

124 пробы фосфатоносных пород и фосфатных остатков рыб проанализировано на Р, U и Ra. Оказалось, что карбонатфторапатиты в лагунных отложениях содержат больше U, чем в морских фосфоритах. Намечается тенденция к линейной корреляции между U и Р, поскольку U содержится в основном в карбонатфторапатите; однако корреляция весьма несовершенна, так как процесс насыщения фосфата ураном регулируется физико-химическими параметрами среды, обычно крайне неоднородной. Обзор опубликованных анализов показывает, что глобальной корреляции между U и Р нет. В морских фосфоритах, как правило, карбонатфторапатит содержит не более  $2 \pm 1$  атомов U на 1000 элементарных ячеек; такое количество U в фосфате, по-видимому, отвечает его концентрации в морских водах. В некоторых фосфатоносных породах в фосфате кальция сконцентрировано во много раз больше U, чем в морских фосфоритах — 2—50 атомов на 1000 элементарных ячеек, что указывает на повышенную концентрацию U в водах палеобассейна либо постдиагенетическое насыщение фосфата ураном. Количество U в природном карбонатфторапатите — 50 атомов на 1000 элементарных ячеек соответствует, вероятно, максимальной концентрации U в природных растворах, не связанных с урановыми месторождениями.

Известно, что в фосфоритах и фосфатоносных осадочных породах часто обнаруживается тенденция к линейному соотношению между U и Р (Altschuler а. о., 1958; Мак-Кельви и др., 1959; Наумов и др., 1963; Хейнрих, 1962). Однако нередко наблюдаются и существенные отклонения от этой тенденции, так что строго линейная корреляция U и Р, найденная, например, Ю. М. Рудыком (1968) для фосфоритов Прибалтики и Подмосковья, скорее исключение, чем правило. И все же среди фосфатоносных отложений самые высокие содержания U для каждого района чаще всего устанавливаются в породах, наиболее обогащенных фосфатом кальция. По данным многочисленных исследований, в морских фосфоритах концентрация U обычно не более 0,015%. Примерно столько же его в фосфоритах современного морского дна, поэтому З. С. Альтшулер морскую воду не без основания рассматривает как вполне вероятный источник урана. Предполагается, что в процессе перетложения фосфатных желваков в морской среде возможно дополнительное обогащение фосфата ураном. При этом содержание U в фосфоритах достигает 0,02—0,03% (Altschuler а. о., 1958).

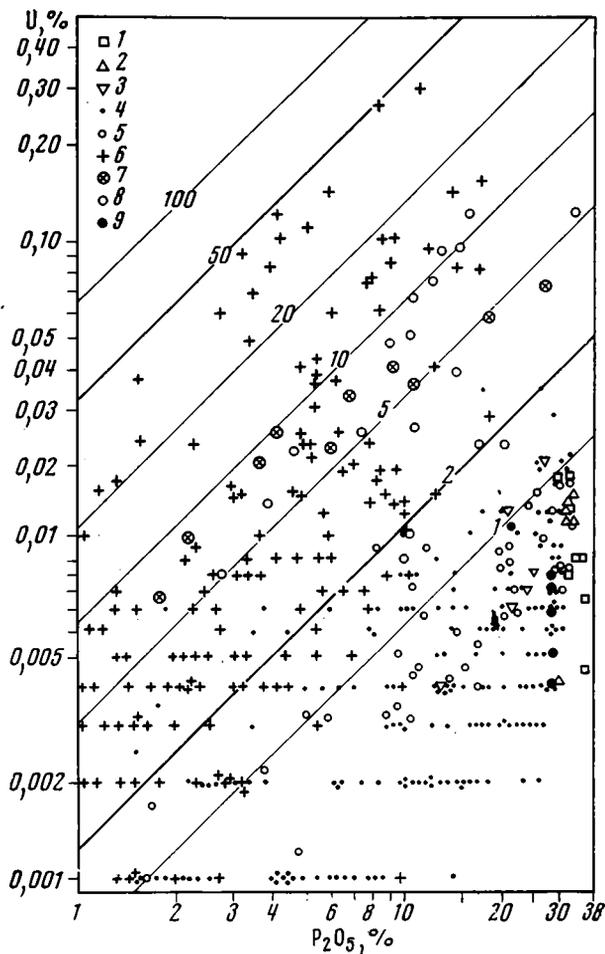
В древних геосинклинальных фосфоритах СССР, в морских палеозойских фосфоритах Аляски и Запада США (формация Фосфория), мезозойских морских фосфоритах Вятско-Камского водораздела и Саратовского Поволжья, меловых и третичных фосфоритов Ближнего Востока и Северной Африки, неогеновых морских фосфоритах Флориды, а также в фосфатопроявлениях современного морского дна количество U, как правило, не более 1—2 атомов на 1000 элементарных ячеек фтор-

Фиг. 1. Соотношения U и  $P_2O_5$  в фосфоритах и фосфатистых породах (по отечественным данным). Пробы из среднего палеозоя межгорных впадин Сибири: 1 — южный район (a — фосфатистые породы и фосфориты, б — остатки рыб), 2 — северный район (a — фосфатистые породы и фосфориты, б — остатки рыб и копролиты); пробы морских желваковых фосфоритов: 3 — из геосинклинальных отложений миоцена, 4 — из юрских платформенных отложений; 5 — древние геосинклинальные фосфориты (Никольская, Таранцова, 1967); 6 — фосфориты и фосфатистые породы Вятско-Камского водораздела и Среднего Поволжья (Добросердов, Харитонов, 1969). Диагонали — количество атомов U, приходящееся на 1000 элементарных ячеек фтор-апатита



апатита —  $Ca_{10}(PO_4)_6F_2$  (фиг. 1, 2). Более высокие содержания U в фосфатном веществе редки и связаны с особыми геологическими условиями (Altschuler a. o., 1958).

Если соотношения U и P в морских фосфоритах посвящено множество публикаций, то необычно богатые ураном фосфатоносные породы, формировавшиеся в той или иной специфической геологической среде, до настоящего времени едва затронуты исследованием. Здесь мы рассмотрим именно фосфатоносные породы с необычно высоким содержанием U из среднепалеозойских отложений межгорных впадин Сибири. Эти отложения не содержат морской фауны, а связанные с ними фосфатопоявления по содержанию  $P_2O_5$  и фациальной характеристике коренным образом отличаются от морских фосфоритов. На разных уровнях стратиграфического разреза межгорных впадин, весьма богатого пирокластическим материалом, в прослоях алевропелитов (нередко туфогенных), песчаников, гравелитов, известняков местами наблюдаются линзообразные скопления почти изотропного карбонатфторапатита — франколита. Мощность фосфатоносных линз обычно 0,05—0,3 м, изредка до 0,5 м.  $P_2O_5$  в них 1—20, редко до 24%. С криптозернистым карбонатфторапатитом в ряде случаев ассоциируют целиком сложенные очень слабо дупреломляющим франколитом остатки рыб — чешуя, кости и зубы, а также копролиты. Физические параметры всех разновидностей франколита показаны в таблице.



Фиг. 2. Соотношения U и  $P_2O_5$  в фосфатистых породах и фосфоритах (по зарубежным данным) Пробы морских фосфоритов: 1 — Флорида, средние данные (Altschuler a. o., 1958), 2 — Северная Африка, средние данные (Altschuler a. o., 1958; Nabashi, 1962), 3 — Аляска (Patton, Matzko, 1959), 4 — США, формация Фосфория запада США (Gulbrandsen, 1960; Sheldon, 1959), 5 — Ближний Восток (Mazor, 1963; Nabashi, 1962), 6 — пробы фосфатонесных пород из озерных отложений запада США (Love, 1964); 7 — фосфатизированные известняки Северной Англии (Peacock, Taylor, 1966); 8 — фосфатонесные породы Японии (Hamashi, 1969; Hamashi, Obi, 1969; Moritani, 1969; Shimada, Hamashi, 1969); 9 — фосфатные желваки Калифорнийского залива (Altschuler a. o., 1958). Объяснение диагоналей см. на фиг. 1

На многочисленных микрорадиографиях видны обособленные альфа-треки, указывающие на рассеянное распределение радиоактивных атомов во всех разновидностях франколита. Содержание U в других веществах, как правило, ничтожно. Точно такая же картина наблюдается в подавляющем большинстве урано-фосфатных проявлений мира. Именно этим объясняется обычная для многих районов тенденция к линейной корреляции между U и P.

Из 78 фосфатонесных линз, рассеянных на большой территории и в широком стратиграфическом интервале, отобрано 103 пробы фосфатистых пород и фосфоритов, а также 15 проб фосфатных остатков рыб. Кроме того, для сопоставления взято 4 пробы желвакового фосфорита из миоценовых морских отложений и 2 пробы из фосфатных стяжений юрской платформенной толщи с морской фауной. Все пробы проанализированы на P, U и Ra, а 87 из них и на F, P и F определялись колориметрически. О качестве анализов в известной мере можно судить по графику весовых соотношений между F и  $P_2O_5$  (фиг. 3). Логарифмический масштаб графика сглаживает влияние относительной ошибки анализа; как видим, корреляция между F и P приближается к их стехиометрическому отношению в карбонатфторапатите<sup>1</sup>. Заметное превышение F наблюдается лишь в области малых концентраций, где, по-видимому, скачивается содержание его в аллюмосиликатах, хотя возможна и ошибка

<sup>1</sup> В чистом фторапатите содержится 42%  $P_2O_5$  и 3,8% F; в карбонатфторапатите в среднем 38%  $P_2O_5$  и непостоянный «избыток» F сверх 3,8% (Altschuler a. o., 1958).

### Характеристика фосфатов кальция

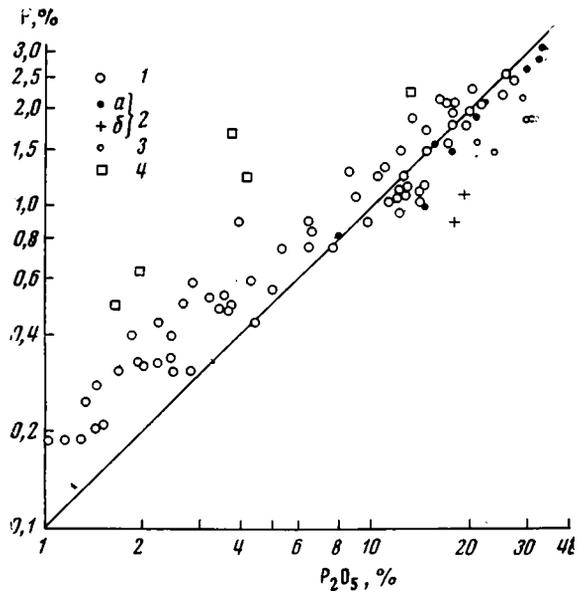
Образец	Показатель преломления	Удельный вес	Параметры элементарной ячейки, Å	
			$a_0$	$c_0$
М-344-8, криптозернистый фосфорит, нижний карбон	1,608	3,05±0,1	9,37	6,90
М-301-1, чешуя рыб, нижний карбон	1,613	2,9±0,1	9,39	6,89
М-301-1, плавниковые шипы, нижний карбон	1,603	2,9±0,1		
М-300-1, чешуя и кости рыб, нижний карбон	1,621	3,1±0,1	9,40	6,89
М-300-3, панцирь рыбы, верхний девон	1,629	3,2±0,1	9,36	6,88
М-300-8, панцирь рыбы, верхний девон	1,624	3,2±0,1	9,39	6,90
М-375-4, панцирь рыбы, верхний девон	1,619	3,1±0,1	9,39	6,90

Примечание. Параметры элементарной ячейки определил Н. И. Зюзин. Дифрактометр УРС-50И Fe, K  $\alpha$ -излучение. Точность  $\pm 0,02$  Å.

в определении низких содержаний F, U и Ra определялись гамма-спектрометрическим методом (Бобров, Гофман, 1971). Относительная ошибка определения не превышает 5% для Ra и 15—20% для U.

На фиг. 1 видно, что в породах из лагунных отложений межгорных впадин Сибири действительно содержится повышенное количество U: 5—50 атомов на 1000 элементарных ячеек фторапатита, т. е. во много раз больше, чем в известных морских фосфоритах. Фосфатные остатки рыб, вопреки существующему представлению (Наумов и др., 1963), содержат даже чуть меньше U, чем криптозернистые карбонатфторапатиты. Поскольку фосфаты наиболее крупных фрагментов рыб и копролитов несколько недосыщены также и фтором (фиг. 3), можно предположить, что в данном случае их массивное сложение послужило препятствием к взаимодействию поровых вод с биогенным фосфатом, тогда как для рассеянного криптозернистого фосфатного вещества этого препятствия не существовало.

Сравнительно высокая концентрация U в фосфатах из среднепалеозойских лагунных отложений Сибири необычна, но не уникальна. Фосфатные породы, содержащие значительно более двух атомов U на 1000 элементарных ячеек фторапатита, известны, например, в эоценовых озерных отложениях межгорных впадин, в штатах Вайоминг и Юта (США) (Love, 1964). Здесь, как и в



Фиг. 3. Соотношения F и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в фосфатонесных породах и фосфоритах из среднего палеозоя Сибири 1 — фосфатонесные породы и фосфориты; 2 — остатки рыб: а — мелкие, б — крупные; 3 — копролиты; 4 — фосфатонесные породы с флюоритом. Прямая отвечает стехиометрическому отношению F:P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в карбонатфторапатите (~0,1)

среднепалеозойских толщах Сибири, весьма существенную долю вещества осадочных пород составляет пирокластический материал, фосфатоносные слои маломощны (обычно до 0,5 м), максимальная концентрация U также приближается к 50 атомам на 1000 элементарных ячеек фторапатита (см. фиг. 2).

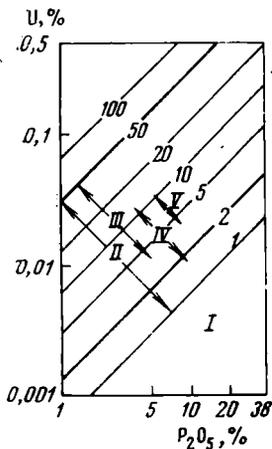
Еще один пример — фосфатсодержащие породы из миоцена Японии, где известны тоже маломощные (до 0,3 м) слои, богатые ураном. Обычно высокое содержание U в фосфатоносных песчаниках и гравелитах геологи заметили. По мнению Т. Хамаши (Hamashi, 1969), лишь часть всего U извлечена фосфатом из «морской воды», а остальное количество — из «грунтовых вод». Миоценовые фосфаты Японии содержат 2—12 атомов U на 1000 элементарных ячеек фторапатита (см. фиг. 2). Примерно столько же U сконцентрировано в коллофане из визейских известняков Северной Англии, причем и здесь предполагается возможность дополнительного обогащения фосфата ураном сверх урания, достигнутого в процессе взаимодействия осадка с обычной морской водой (Peacock, Taylor, 1966). Ни в одном из рассмотренных случаев нет указаний на содержание U в других минералах, кроме фосфата кальция.

Таким образом, необычно высокие содержания U в фосфатах кальция обнаруживаются в маломощных слоях и линзах фосфатистых пород и убогих фосфоритов из озерных и лагунных отложений, а также в некоторых фосфатопоявлениях сложного генезиса, резко отличающихся по фациальной позиции, объему фосфатонакопления и, очевидно, происхождению от обычных морских фосфоритов.

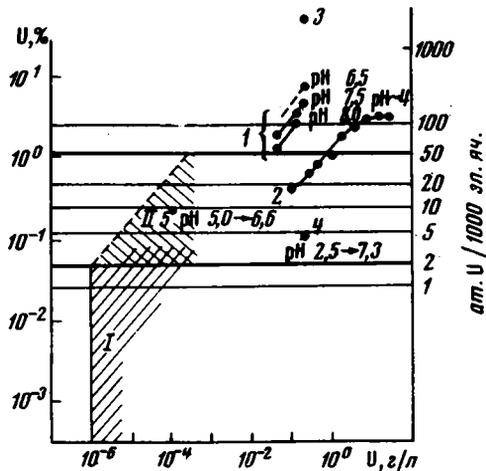
На фиг. 1 и 2, где сведены данные о соотношении U и P в морских фосфоритах и фосфатоносных породах с необычно высоким содержанием U, наглядно продемонстрировано, что тенденция к корреляции U и P в различной степени проявляется лишь в пределах того или иного района, а о глобальной корреляции между этими элементами не может быть и речи. Тем не менее на графиках достаточно отчетливо обозначаются две линии, отвечающие верхнему пределу концентрации U в морских фосфоритах ( $2 \pm 1$  атома U на 1000 элементарных ячеек фторапатита) и максимальному известному в настоящее время на планете уровню концентрации U в фосфатах из осадочных пород (50 атомов U на 1000 элементарных ячеек фторапатита — фиг. 4).

Предельный уровень обогащения фосфата кальция ураном за счет морской воды достигается, по-видимому, в тех участках морского дна, где создается пониженная щелочность среды, вызывающая диссоциацию уранилкарбонатных комплексов и соответственно возрастание концентрации катионов U. Кроме того, поглощению U фосфатом, очевидно, способствуют восстановительные условия: по данным З. С. Альшулера и др. (Altschuler a. o., 1958), в фосфоритах значительная часть всего U нередко находится в 4-валентной форме. 4-зарядные катионы удачно вписываются в кристаллохимическую модель фторапатита. Тем не менее не исключена возможность, что U первоначально был захвачен фосфатом в форме уранил-иона и лишь впоследствии, в стадию диагенеза, испытал восстановление (Наумов и др., 1963). Во всяком случае, значительные вариации количества U в морских фосфоритах, по-видимому, объясняются тем, что не везде физико-химические параметры среды (прежде всего pH и Eh) оказываются оптимальными для сорбции. Неоднородность среды приводит к неравномерности насыщения ураном фосфата кальция, именно поэтому столь обычны отклонения от линейной корреляции между U и P. Кроме того, существенное влияние на урано-фосфорное отношение оказывает скорость осадконакопления (Visse, 1954; Батурин, 1973).

Каким же образом могут возникнуть необычно высокие концентрации U в фосфатах кальция, значительно превышающие предельные значения для морских фосфоритов? Возможности накопления в фосфате U



Фиг. 4



Фиг. 5

Фиг. 4. Пределы концентрации U в карбонатфторапатитах из осадочных пород I — морские фосфориты; II — фосфатоносные породы из эоценовых озерных отложений запада США; III — фосфатоносные породы из среднепалеозойских лагунных отложений Сибири; IV — фосфатоносные породы из миоцена Японии; V — фосфатизированные визейские известняки Северной Англии. Объяснение диагоналей см. на фиг. 1

Фиг. 5. Соотношения концентраций U в растворе и фосфатном веществе 1 — бикарбонатный раствор (Neuman а. о., 1949); 2 — сульфатный раствор с ацетатной буферной смесью, эксперимент в статических условиях (Рожкова и др., 1959); 3 — карбонатный раствор (Таранцова, Никольская, 1969<sub>1,2</sub>); 4 — сульфатный раствор (Mooge, 1954); 5 — сульфатный раствор, эксперимент в динамических условиях (Рожкова и др., 1959); I — поле морских фосфоритов; II — предполагаемое поле фосфатоносных пород с повышенной концентрацией U

сверх уровня, характерного для морских фосфоритов, неоднократно исследовались экспериментально. Хотя условия эксперимента нередко существенно отличались от природных, все же некоторые тенденции, вскрытые в лабораториях, позволяют приблизиться к пониманию процессов, происходящих в естественных средах.

В. Ф. Нейман и др. (Neuman а. о., 1949) нашли линейную зависимость концентрации U в костном фосфате от содержания его в карбонатном растворе различной щелочности и высказали предположение о хемосорбционном характере процесса с образованием поверхностного соединения типа пирофосфата уранила. Е. В. Рожкова и др. (1959) получили изотерму сорбции U фосфатом, сложенным в основном «фторапатитом», из сернокислого раствора в статических условиях. В обоих экспериментах, однако, минимальная концентрация U в жидкой фазе превышала  $10^{-4}$  г/л (фиг. 5). В природе столь богатые ураном воды можно встретить лишь около урановых месторождений.

Примерно из таких же растворов М. И. Таранцова и Ю. П. Никольская (1969<sub>1,2</sub>), насыщая ураном синтетический гидроксилapatит, получили соединение типа водородного отенита, которое они считают поверхностным. Но конечный продукт в этом эксперименте содержит 44% U, т. е. немногим меньше, чем чистый водородный отенит. В этом случае сущность процесса, очевидно, заключается не в сорбции, а в синтезе уранофосфорных минералов, которые практически никогда не встречаются в связи с природными ураноносными фосфатами кальция.

Столь же далеки от естественных условия эксперимента Г. В. Мура (Mooge, 1954), обрабатывавшего фосфорит в течение 19 дней разбавленным раствором сернокислого уранила. Полученная в итоге экспе-

римента концентрация U в «фосфатной породе» из штата Вайоминг (США) — примерно 5 атомов на 1000 элементарных ячеек фторапатита.

Гораздо более высокого уровня насыщения фосфатного вещества ураном достигли Е. В. Рожкова и др. (1959) в процессе взаимодействия фосфорита («фторапатитового» состава) с раствором сернокислоро урана в динамических условиях: при содержании U в растворе  $1 \cdot 10^{-4}$  г/л в фосфорите накопилось около 10 атомов U на 1000 элементарных ячеек фторапатита. Насколько можно судить по описанию эксперимента, увеличение объема просачивающегося раствора без изменения его концентрации привело бы к дальнейшему повышению содержания U в фосфатном веществе.

Таким образом, как показывают экспериментальные модели, содержание U в фосфорите возрастает по мере повышения его концентрации в растворе и особенно в условиях наиболее полного взаимопроникновения жидкой и твердой фаз. Можно полагать, что в природных условиях диффузия в течение длительного геологического времени стимулирует сорбцию в не меньшей степени, чем просачивание в экспериментальной системе.

Эксперименты не дают указаний на существование верхнего предела концентрации U в фосфатном веществе. Однако по крайней мере одна из причин, ограничивающих содержание U в фосфате, достаточно очевидна: в природных водах его концентрация, вне связи с урановыми месторождениями, практически никогда не превышает  $n \cdot 10^{-4}$  г/л (Германов, 1963). Имея в виду это обстоятельство, на диаграмме соотношения концентраций U в жидкой и твердой фазах можно наметить поля, соответствующие морским фосфоритам и фосфатоносным породам с «необычно высоким» содержанием U (см. фиг. 5). Поскольку, как показывает диаграмма, экспериментальные данные особенно скудны именно в области, наиболее близкой к природным системам, в настоящее время можно лишь ориентировочно предположить, что максимальный уровень концентрации U в фосфате кальция (около 50 атомов на 1000 элементарных ячеек фторапатита) достигается в контакте с растворами, на 1—2 порядка обогащенными U по сравнению с морской водой, при прочих равных условиях.

Как показал Г. Н. Батурич (1971), иловые воды морских осадков содержат значительно больше U, чем наддонная вода. По аналогии можно предположить, что в иловых водах, обогащенных ураном изолированных бассейнов, создается еще более высокая его концентрация, достаточная для насыщения фосфатов ураном сверх уровня, характерного для морских фосфоритов. Возможно, однако, что на степени ураноносности фосфата сказывается не столько концентрация U в растворе, сколько динамика и длительность взаимодействия между жидкой и твердой фазами. Постдиагенетические явления диффузии в поровых водах, захороненных в осадочной толще, могут быть значительно более продолжительными, нежели процессы диагенеза на дне водного бассейна. Последующая фильтрация этих вод в проницаемые слои также может внести вклад в обогащение ураном заключенных в осадочных породах фосфатов кальция.

Насколько высказанные соображения согласуются с геологическими данными? Фосфатоносные породы из межгорных впадин Сибири и запада США формировались в замкнутых бассейнах, в зонах интенсивных пеплопадов. В результате гидролиза весьма богатого натрием пирокластического материала озерные и лагунные воды, вполне вероятно, приобретали гидрокарбонатно-натриевый или даже содовый состав (в одном из разрезов эоцена на территории штата Вайоминг (США) есть даже пласты троны). Отсюда намечается один из наиболее возможных способов возникновения вод с повышенным содержанием U — гидролиз вулканического стекла в карбонатной среде. В осадках,

нередко обогащенных органическим веществом, биогенные продукты вызывают разложение уранилкарбонатных комплексов и захват катионов U сорбентами (Гавшин, 1970). Поглощение U фосфатами кальция могло происходить не только из иловых вод, в стадию диагенеза, но и позднее, из поровых вод, вплоть до периода их удаления из осадочной толщи.

Постдиагенетическое обогащение фосфата ураном можно допустить и для фосфатоносных пород Японии, которые появляются в терригенном разрезе миоцена на уровне смены континентальных фаций морскими и по своему облику имеют мало общего с обычными морскими фосфоритами. В фосфатизированных известняках Северной Англии обнаруживаются весьма отчетливые следы преобразований: брекчирование, фосфатизация, структуры растворения, жилки кальцита, барита, флюорита; все это свидетельствует о сложной геологической истории фосфатоносных пород, отнюдь не закончившейся на стадии диагенеза.

Как видим, во всех случаях, когда в фосфатоносных осадочных породах содержится более 1—2 атомов U на 1000 элементарных ячеек фторапатита, есть основания предполагать повышенное содержание U в водах материнского бассейна либо постдиагенетическое обогащение ураном фосфатного вещества.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г. Н.* Уран в иловых растворах осадков Юго-Восточной Атлантики.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 5.
- Батурин Г. Н.* Уран в современном морском осадочном цикле.— Геохимия, 1973, № 9.
- Бобров В. А., Гофман А. М.* Лабораторный гамма-спектрометрический анализ естественных радиоактивных элементов. Новосибирск, Изд-во Ин-та геол. и геофиз., 1971.
- Гавшин В. М.* Некоторые условия концентрации урана природными сорбентами в процессе литогенеза.— В сб.: Геохимия и минералогия радиоактивных элементов Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Германов А. И.* Уран в природных водах.— В сб.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Добросердов А. Л., Харитонова Р. Ш.* Радиоактивность фосфоритов.— В сб.: Фосфориты Среднего Поволжья. Казань, Изд-во Казанск. ун-та, 1969.
- Мак-Кельви В., Эверхарт Д., Гаррелс Р.* Происхождение урановых месторождений.— В сб.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1959.
- Наумов Г. Б., Коченов А. В., Герасимовский В. И., Германов А. И.* Уран в осадочных породах.— В сб.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Никольская Ю. П., Таранцова М. И.* К вопросу геохимии урана в фосфоритах.— Геология и геофизика, 1967, № 12.
- Рождова Е. В., Разумная Е. Г., Серебрякова М. Б., Шербак О. В.* Роль сорбции в концентрации урана в осадочных породах.— В сб.: Ядерное горючее и реакторные металлы. М., Изд. ООН, 1959.
- Рудык Ю. М.* Гамма-спектрометрический метод анализа фосфоритов на  $P_2O_5$  месторождений платформенного и геосинклинального типов.— В сб.: Закономерности размещения главных осадочных полезных ископаемых Сибири. Тр. СНИИГГиМС, Новосибирск, 1968, вып. 68.
- Таранцова М. И., Никольская Ю. П.* Взаимодействие растворов трикарбонатуранилата аммония с синтетическим гидроксилapatитом.— Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук, 1969, вып. 3, № 7.
- Таранцова М. И., Никольская Ю. П.* Взаимодействие растворов трикарбонатуранилата аммония с синтетическим гидроксилapatитом, сообщение 2.— Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук, 1969, вып. 5, № 12.
- Хейнрих Э.* Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М., ИЛ, 1962.
- Altschuler Z. S., Clarke R. S., Young E. J.* Geochemistry of uranium in apatite and phosphorite.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1958, 314-D.
- Gulbrandsen R. A.* Petrology of the Mead Peak phosphatic shale member of the Phosphoria formation at Coal canyon, Wyoming.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1960, 1111-C,D.
- Habashi F.* Correlation between the uranium content of marine phosphates and other rock constituents.— Econ. Geol., 1962, v. 57, No. 7.
- Hamashi T.* The uraniumiferous phosphorites in Japan. Natur. occur. of uranium in Japan, pt. 2, rep. № 232 Geol. Surv. Japan, 1969.
- Hamashi T., Obi J.* Uraniferous phosphorite at Nakamaruke area, Sekigawa-mura, Iwafune-gun, Niigata prefecture. Natur. occur. of uranium in Japan, pt. 2, rep. № 232, Geol. Surv. Japan, 1969.

- Love J. D.* Uraniferous phosphatic lake beds of eocene age in intermontane basins of Wyoming and Utah.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1964, 474-E.
- Mazor E.* Notes concerning the geochemistry of phosphorus, fluorine, uranium and radium in some marine rocks in Israel.— Israel J. Earth Sci., 1963, v. 12, No. 1.
- Moore G. W.* Extraction of uranium from aqueous solution by coal and some other materials.— Econ. Geol., 1954, v. 49, No. 6.
- Moritani T.* Uraniferous phosphate deposits in the Nanao district, Ishikawa prefecture. Natur. occur. of uranium in Japan, pt. 2, rep. №232 Geol. Surv. Japan, 1969.
- Neuman W. F., Neuman M. W., Main E. R., Mulryan B. J.* The deposition of uranium in bone. VI. Ion competition studies.— J. Biol. Chem., 1949, v. 179, p. 341—348.
- Patton W. W., Matzko J. J.* Phosphate deposits in Northern Alaska.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1959, 302-A.
- Peacock J. D., Taylor K.* Uraniferous colophane in the carboniferous limestone of Derbyshire and Yorkshire.— Bull. Geol. Surv. Great Britain, 1966, No. 25.
- Sheldon R. P.* Geochemistry of uranium in phosphorites and black shales of the Phosphoria formation.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1959, 1084-D.
- Shimada T., Hamashi T.* Geological and radiometric surveys in the Nakajo district of Niigata prefecture. Natur. occur. of uranium in Japan, pt 2, rep. № 232 Geol. Surv. Japan, 1969.
- Visse L.* Constatation sur la radioactivité des phosphates africains.— Compt. rend. Acad. sci., 1954, v. 239, No. 7.

Институт геологии и геофизики  
Сибирского отделения АН СССР  
Новосибирск

Дата поступления  
20.VI.1972

**КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК 553.491.1 : 551.311.231

**ОЦЕНКА БОКСИТОНОСНОСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ  
УКРАИНСКОГО ЩИТА И ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ**

**Д. П. ХОРОШЕВА, А. Е. ДОБРЕНЬКИЙ, А. В. ДЮКОВ**

При поисках бокситов на Украине (1968—1972 гг.) особое внимание уделялось выявлению бокситоносных площадей в зоне сочленения Украинского щита и Днепроовско-Донецкой впадины. Изучение распространения, мощности, строения, возраста, вещественного состава и геохимии коры выветривания под отложениями карбона, произведенное авторами, позволило выяснить, можно ли обнаружить здесь бокситовые месторождения латеритного типа.

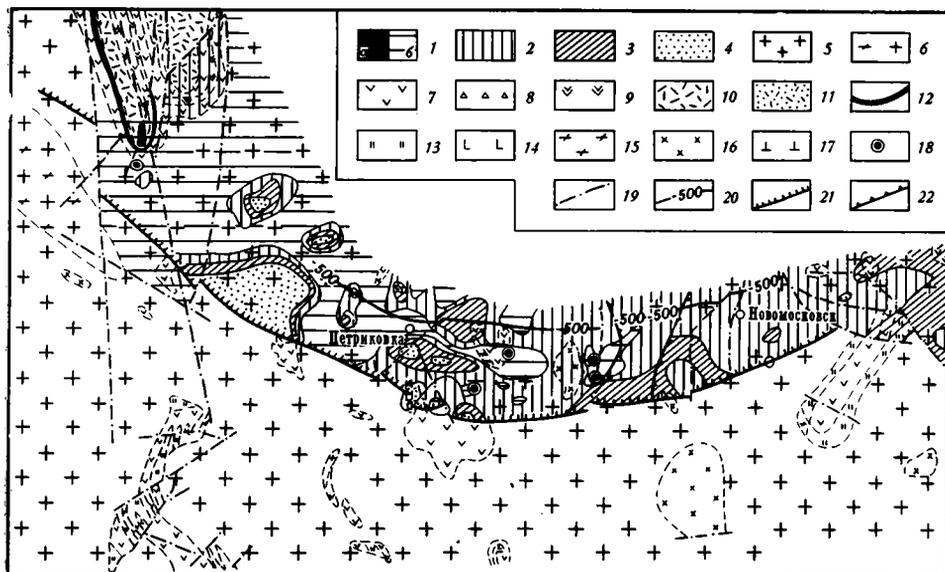
Кора выветривания в полосе сочленения развита на всех кристаллических породах, особенно широко на гранитоидах (фигура). Основные породы, являющиеся на Украинском щите бокситоматеринскими, слагают здесь несколько различных по размерам массивов. В Павлоградском районе это небольшие останцы среди гранитоидов. На участке Петриковка—Новомосковск встречаются тела несколько крупнее. Их длина с учетом гравиметрической съемки до 4—10 км, средняя ширина 2,5 км. Простираение тел слабо выраженное северное и северо-западное, форма и строение сложны.

Более широко основные породы распространены в районе Кобелякской магнитной аномалии, там же встречены ультрабазиты. Северная половина аномалии не опоскована, так как породы залегают глубже 500 м. Метабазиты в зоне сочленения в значительной степени гранитизированы, часто перемежаются с гранитоидами и гнейсами.

Бескварцевые и малокварцевые диориты, диабазы и сиениты представляют собой мелкие тела, переслаивающиеся с гранитоидами и гнейсами, окварцованы.

Рельеф докарбоновой поверхности — пологонаклоненная к северу равнина. На карте рельефа поверхности кристаллического основания эрозионные долины, депрессии и другие неровности не проявляются. Вполне возможно, что детали рельефа не улавливаются в связи с редкой сеткой буровых скважин. Подтверждает это схема древней гидрографической сети на площади западного продолжения Донбасса в верхневизейское (самарское) время, построенная В. Ф. Шульгой (1973) на многочисленном фактическом материале скважин, вскрывших визе.

Перекрывают кору выветривания в Павлоградском районе осадочные породы турне, в Новомосковском, Петриковском и западнее — преимуще-



Карта коры выветривания кристаллических пород полосы сочленения Украинского щита и Днепрово-Донецкой впадины

Зоны коры: 1 — третья — устойчивых продуктов выветривания (*a* — каолинит-гетитовая, *b* — преимущественно кварц-каолинистая, каолинистая), 2 — вторая — промежуточных продуктов выветривания, преимущественно монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистая, каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая, гидрослюдисто-монтмориллонитовая; 3 — первая — начальных продуктов выветривания, преимущественно каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая; 4 — кристаллические породы без коры выветривания; кристаллические породы: 5 — граниты, плагиограниты, мигматиты с реликтами амфиболитов, сланцев, гнейсов и пр., 6 — гранито-гнейс, 7 — амфиболиты, аподиабазы и связанные с ними сланцы, 8 — диабазы, конгадиабазы, 9 — амфиболиты, апоспилиты, ортосланцы и пр. (слабомагнитные породы с избыточной плотностью), 10 — кристаллические сланцы и metabазиты, 11 — кварцито-песчаники, 12 — железистые кварциты, 13 — сланцы кварц-амфиболовые, хлоритовые и др., 14 — ультраосновные породы, 15 — гнейсы биотитовые, биотит-амфиболовые и др., 16 — диориты, гранодиориты, 17 — щелочные породы; 18 — проявление гиббсита; 19 — дизъюнктивные нарушения; 20 — изогипсы поверхности кристаллических пород; 21 — граница современного распространения отложений *C*; 22 — породы *C*, перекрывающие кору выветривания

ственно верхнего визе. Характер докарбоновой и карбоновой кор выветривания главным образом площадной. Мощность их обычно 5—12, редко 22—30 м. Участки с повышенной мощностью изредка отмечаются в западной и восточной частях зоны сочленения.

Строение коры выветривания зональное. В ее наиболее полном профиле выделяются три зоны (снизу вверх): начальных продуктов выветривания (первая, или нижняя); промежуточных продуктов выветривания (вторая, или средняя); устойчивых продуктов выветривания (третья, или верхняя). Зона конечных продуктов выветривания (четвертая, бокситовая) нигде не обнаружена. Наиболее распространены первые две зоны.

Третья зона — кварц-каолинистая, каолинистая, гетит-каолинистая — развита довольно ограниченно, иногда она представлена только нижними горизонтами. В ней мы обнаружили гиббсит. В районе Кобелякской магнитной аномалии в скв. 1<sup>гк</sup> в третьей зоне встречены латеритные, ферритные, по терминологии И. И. Гинзбурга (1963), продукты коры тальк-серпентинитовой породы.

Бурые железняки бокситовидного облика, венчающие профиль выветривания ультрабазита, вскрыты скважиной треста «Днепрогеология». Состав бурых железняков гематит-гетитовый с примесью каолинита,

магнетита и пр. Породы карбонатизированы. Содержание окиси железа в них 41,7%, закиси — 14,03%.

На некоторых участках встречены переходные породы от первой ко второй зоне. В ряде скважин наблюдаются смешанные продукты выветривания, что связано со сложным строением кристаллического фундамента. Зоны коры выветривания отличаются интенсивным проявлением эпигенетических процессов — сульфидизации и карбонатизации.

В коре выветривания гранитоидов минералы второй зоны — монтмориллонит, гидрослюда и каолинит — образуют смеси и встречаются самостоятельно. Среди них в значительных количествах присутствует монтмориллонит, который замещает серицит, гидрослуду, плагиоклаз, микроклин и другие минералы. Отмечается возникновение гидрослуды по монтмориллону.

Профили с большим содержанием монтмориллонита наблюдаются под отложениями турне в Павлоградском районе (Додатко, 1971) и, по нашим исследованиям, в западной части зоны сочленения, где кора перекрыта породами визе.

Каолинит подобно монтмориллону выполняет трещины и пустоты, находится вместе с ним и гидрослудой, образует псевдоморфозы и самостоятельные образования. Кроме смеси глинистых минералов отмечаются смешанослойные монтмориллонит-гидрослуда, хлорит-монтмориллонит и др. Микроклин в профиле более устойчив, чем плагиоклаз, реликты его сохраняются в каолиновой зоне. Кварца в коре выветривания гранитоидов до 40%.

Кора диоритов обычно чередуется с продуктами выветривания других кристаллических пород и отличается почти полным отсутствием или незначительным содержанием кварцевых зерен. Профили диабазов и конгидабазов хорошо сохраняют микропегматитовую структуру. Кора амфиболитов характеризуется преобладанием монтмориллонита, хлорита, гидроокислов железа и меньшим количеством кварца (3—5%). На массивах основных пород распространены обычно начальные и промежуточные продукты выветривания. На северо-западе, в южной части Кобелякской аномалии, преобладает каолиновая зона, ее продукты иногда несколько смещены и представляют собой делювий. Стадийность преобразования минералов в профилях коры гранитов, мигматитов, диабазов, гнейсов, амфиболитов подтверждается данными термического, рентгенометрического анализов и другими специальными исследованиями.

Гиббсит обнаружен в устойчивых и промежуточных продуктах выветривания, сформировавшихся в нижневизейское время на кристаллических породах западной половины полосы и в переотложенных каолинах  $C_1^b g_1$  (Хорошева, 1972). Он встречен в виде редких тонкодисперсных агрегатов, единичных зерен и сростков в породах верхних горизонтов коры диоритов, диабазов, амфиболитов и гранитоидов среди каолиновой, каолинит-гетитовой массы и сидерита, а также в каолините класса <0,01 мм.

Химический состав фракции <0,01 мм каолинита с гиббситом из зоны устойчивых продуктов выветривания диабаз, диорита, гранита, вес. %

Окисел	Диабаз	Диорит	Гранит
SiO <sub>2</sub>	42,68	42,80	44,68
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,67	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,85	39,99	39,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	0,35	0,32
FeO	0,22	0,20	0,43
CaO	Сл.	0,13	Сл.
MgO	0,31	0,08	0,56
K <sub>2</sub> O	Сл.	0,05	Сл.
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,30	0,10
П.п.п.	15,85	15,70	14,61
Сумма	100,32	100,27	100,40

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории треста «Днепрогеология». Заведующая лабораторией Т. С. Левченко.

В пробах гиббсит дает эндотермический эффект при 320—340° С, избыток  $Al_2O_3$  и  $H_2O$  при пересчете химического состава проб (таблица), рефлексy 4,82, 4,34, 2,278 Å на рентгенограммах.

Наблюдаются две генетические разновидности гиббсита: первая образовалась при формировании коры, вторая возникла при эпигенетических процессах. Последняя встречается чаще и обычно находится в ассоциации с сидеритом и каолинитом, содержащим обуглившиеся растительные остатки.

Химические анализы показывают, что по мере разложения исходных пород наблюдается общая тенденция выноса Si, Mg, Ca, щелочей, окисления  $Fe^{2+}$  и накопления окислов Al, Fe и Ti, что характерно для латеритного выветривания. Эту тенденцию затушевывают реликты слабо измененных пород, неравномерность процессов выветривания, эпигенетические процессы и пр. Высокое содержание щелочей Ca и Mg, наблюдаемое в зоне промежуточных продуктов, связано с реликтами минералов материнских пород (плагиоклаз, микроклин, эпидот и др.) и новообразованиями гидрослюд, монтмориллонита и др. Повышенное количество Ca, иногда Mg в зоне начальных продуктов выветривания объясняется процессами карбонатизации, происходившими при формировании коры. Увеличение содержания  $Fe^{2+}$  в зонах происходит под влиянием широко распространенных наложенных эпигенетических процессов карбонатизации и сульфидизации.

$Al_2O_3$  ведет себя неровно, его содержание в объеме породы по профилю не остается постоянным, числа свидетельствуют о некотором его выносе. Вынос  $Al_2O_3$  из наиболее полного профиля выветривания составляет 35—50%. Подобное поведение элементов наблюдали мы и другие исследователи в латеритных небокситоносных профилях выветривания основных и кислых пород Приднепровья (Хорошева, 1971, и др.).

Изменение вещественного состава по профилю выветривания пород сопровождается изменением физических свойств. Объемный вес пород в разрезах коры с каолинитовой зоной уменьшается вверх по профилю, пористость возрастает. Гранулометрический анализ показывает, что чем сильнее преобразована выветриванием порода, тем больше в ней мелких классов.

Преобразование минералов в коре выветривания происходит по схеме, характерной для латеритного выветривания: амфибол→монтмориллонит→каолинит→гиббсит или хлорит→монтмориллонит→каолинит→гиббсит и др.

## ВЫВОДЫ

Кора выветривания кристаллических пород в зоне сочленения распространена широко, но маломощна и представлена, как правило, нижними горизонтами. Под отложениями турне наблюдаются главным образом начальные продукты выветривания с небольшими участками пород второй зоны.

Визейские образования перекрывают более полный профиль коры, часто с каолинитовой, третьей зоной. Западнее г. Новомосковска верхневизейские образования залегают непосредственно и преимущественно на первичных каолинах, содержащих единичные включения минералов свободного  $Al_2O_3$ , иногда на бурых железняках. Возможные причины такого строения — эрозионно-денудационные процессы, размыв или своеобразный процесс выветривания в различные периоды. В нижневизейское время климатические условия формирования коры выветривания западной половины полосы, по-видимому, были более благоприятными для образования каолинитовых и латеритных продуктов выветривания, чем в дотурнейское и турнейское время для ее восточной части (Павлоградский район).

Существование тропического климата в визейское время на Русской платформе доказали Н. М. Страхов и др. В нижневизейское время на значительной территории платформы, в том числе в зоне сочленения Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины, по данным М. Т. Кучеренко, А. В. Сокольской и др., установился жаркий и влажный климат, способствовавший возникновению бокситов в коре выветривания Курской магнитной аномалии (Никитина, 1971). Тектонический режим в раннем визе был спокойным, в остальное время неустойчивым.

Кора выветривания гранитоидов, перекрытая отложениями карбона, отличается от мезозойской. Подкарбоновая в значительной мере монтмориллонитовая, в то время как промежуточные продукты выветривания в мезозойской коре почти отсутствуют или представлены гидрослюдой. Монтмориллонит, замещающий полевые шпаты и гидрослюду, а также образующий самостоятельные синтетические выделения в мезозойской коре щита, не обнаружен. Такое различие составов кор, по-видимому, объясняется разными физико-химическими условиями среды образования промежуточных продуктов выветривания. В полосе сочленения эти условия, возможно, обусловлены преобладающим жарким и засушливым климатом в до- и раннекарбоновое ( $C_1t$ ) время, к которому скорее всего относится формирование и коры выветривания территории. В нижнем визе продолжалось выветривание пород ее восточной части, оставшейся сухой. Климат сменился на гумидный и способствовал возникновению здесь гиббсита.

Условия в зоне сочленения для образования бокситов были неблагоприятны: отсутствие крупных массивов бокситоматеринских основных и других пород, равнинный рельеф, размыв коры, образование незавершенных профилей и пр.

При дальнейших попутных поисках бокситов работы должны быть сосредоточены в западной части полосы, где распространен более полный профиль выветривания с каолиновой зоной и признаками латеритных продуктов под верхневизейскими отложениями. Интерес представляет северная половина Кобелякской магнитной аномалии, где развиты породы конкско-верховцевской серии — амфиболиты и сланцы, но глубина их залегания более 500 м.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификации.— В сб.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Додатко А. Д. Монтмориллонитовый профиль коры выветривания на гранитах северного склона Украинского щита.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 5.
- Никитина А. П. Бокситы Курской магнитной аномалии (Воронежская антиклизма).— В кн.: Платформенные бокситы СССР, М., «Наука», 1971.
- Хорошева Д. П. Кора выветривания Белозерского железорудного района.— В сб.: Древняя кора выветривания Украины. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Хорошева Д. П. О минералах свободного глинозема в отложениях карбона зоны сочленения Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 2.
- Шульга В. Ф. Палеореки раннего карбона Донбасса.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.

Днепропетровская группа отделов ИМР,  
трест «Укрюжгеология»  
Днепропетровск

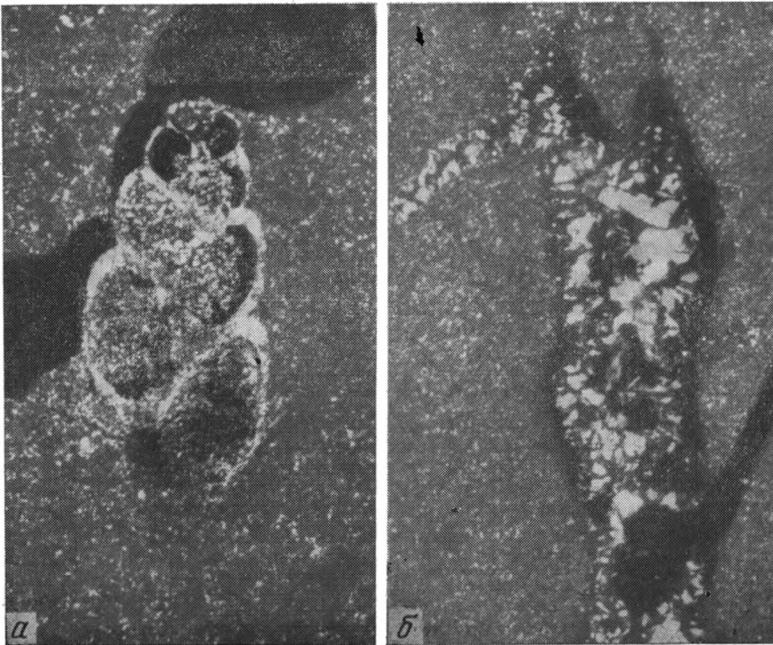
Дата поступления  
10.IX.1973

## РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДИККИТА В УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ ДОНБАССА

*А. Е. РОДИОНОВА, М. С. КОВАЛЬСКАЯ*

В течение ряда лет на территории Донбасса мы проводили детальные литолого-фациальные и минералого-петрографические исследования угленосных отложений  $C_2$  и  $C_3$ . В результате этих работ были выявлены многочисленные находки диккита в разнофациальных и различных по минералогическому и гранулометрическому составу породах во многих районах Донбасса в свитах  $C_2^4$ ,  $C_2^5$ ,  $C_2^6$  и  $C_2^7$ .

Для характеристики условий образования диккита в угленосных отложениях приводим наиболее характерные данные о его местонахождении. В свите  $C_2^4$  диккит встречен по трещинам и гнездам в почве угольного пласта  $i_2$  шахты Юго-Западная № 1 Гундоровского района. Пласт с диккитом представлен алевролитовым «кучерявчиком» с большим ко-



Фиг. 1. Формы диккита, николи +,  $\times 772$ : белое — диккит, черное — пирит

а — диккит выполняет полость раковины фораминиферы; б — жилки диккита в пелитоморфном известняке.

личеством кварца. В этом пласте присутствуют мусковит, биотит, хлорит и корешки стигмарий.

В районе Селезневской перспективной площади диккит обнаружен ниже угольного слоя  $i_3$ , на глубине 1081 м, в пелитоморфном известняке, содержащем редкие включения обломков фауны, часто пиритизированных. Диккитом выполнены неправильные гнезда и апофизы от них. Обычно периферийная часть гнезда выполняется кристалликами пирита, а диккит занимает его центральную часть (см. фиг. 1). В подошве извест-

няк переходит в тонкослоистый среднезернистый алевролит с многочисленными прослойками мелкозернистого алевролита. Слойки среднезернистого алевролита состоят из кварца, кальцита и плагиоклаза. В меньшем количестве присутствуют мусковит, биотит, хлорит, углистый детрит и пирит. Прослойки мелкозернистого алевролита содержат в большом количестве углисто-глинистое вещество, местами порода переходит в углистый аргиллит. Ниже алевролитов залегает аргиллит сильно известковистый, который подстилается пелитоморфным известняком I<sub>4</sub>.

В районе Луганского гидрорудника диккит встречен на глубине 1043 м под известняком I<sub>4</sub><sup>1</sup>, в аргиллите, состоящем из гидрослюды, близкой к серициту, более крупных зерен кварца, листочков мусковита, биотита и хлорита. В породе много пирита и углистого детрита. Диккит выполняет раковины остракод, причем в одних случаях стенки раковин полностью сохраняются, в других — нацело замещены диккитом. В этом же районе диккит встречается и на глубине 863,1 м в свите С<sub>2</sub><sup>5</sup> над известняком К<sub>6</sub>, в аргиллите с хорошей сортировкой, содержащем много мелкого углистого детрита. Диккит в этой породе образует округлые включения. Возможно, это заполненные ядра раковин.

В районе Краснодарского Глубокого участка диккит встречен в двух интервалах. На глубине 1500 м — под известняком I<sub>4</sub> — в аргиллите с очень плохой сортировкой и прослойками алевролита и известняка. Аргиллит содержит большое количество углистого детрита и пирита. Диккит встречается в ядрах раковин с полным замещением их стенок; на глубине 1072 м — над известняком К<sub>6</sub> — в аргиллите с большим количеством мелкого углистого детрита, пирита и карбоната. Из глинистых минералов присутствуют гидрослюды, хлорит, монтмориллонит и смешанослойные образования. Изредка встречаются раковины фораминифер, заполненные диккитом (фиг. 1).

В районе Чапаевского участка диккит встречен на глубине 715 м над известняком L<sub>2</sub> в аргиллите с плохой сортировкой и значительным содержанием крупного углистого детрита, ориентированного по слоистости. Чешуйки гидрослюды несколько укрупнены и также строго ориентированы по слоистости. Аргиллит перекрыт алевролитом с прослойками аргиллита. Алевролит состоит из кварца, большого количества глинистых минералов и углистого детрита. Глинистые минералы представлены гидрослюдой и в меньшем количестве хлоритом. Диккит в аргиллите встречен в виде вытянутых округлых агрегатов.

В районе Боржиковского рудника диккит обнаружен на глубине 497 м — над известняком L<sub>5</sub>, в карбонатном прослое, состоящем из сидерита, кварца, гидрослюды, хлорита и смешанослойных образований. В карбонатном прослое много остатков фауны очень плохой сохранности и только изредка встречаются целые раковины, в центре которых находится мелкочешуйчатый, совершенно прозрачный диккит. Выше по разрезу порода представлена тонкозернистым сидеритом с небольшой примесью гидрослюды, хлорита и кварца.

В районе участка Краснодарского Северного диккит обнаружен выше серии известняков N<sub>1</sub>, на глубине 335 м, в органогенно-детритусовом известняке мощностью до 1 м, содержащем множество углисто-глинистых частиц и пирита. Известняк залегает непосредственно на угольном слое без индекса мощностью 0,1 м. Диккитизация обломков фауны в известняке наблюдается местами, она бывает полная или частичная. Некоторые обломки члеников криноидей в центральной части заполнены диккитом, а периферийная часть остается кальцитово-кварцевой. Обломки раковин брахиопод полностью замещены диккитом.

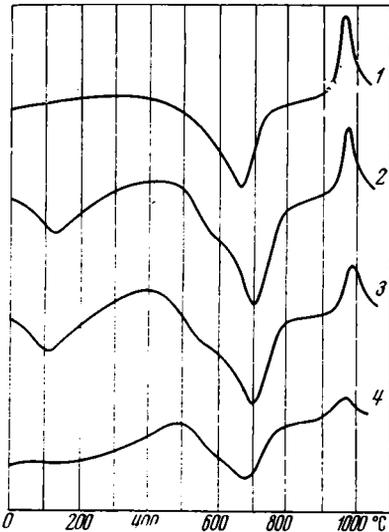
Диккит встречается также в каолинитовых прослойках («тонштейнах»), в почве угольных слоев k<sub>4</sub><sup>2</sup> и k<sub>6</sub>. В «тонштейнах» он концентрируется в виде округлых гнезд, выполненных бесцветными пакетами или чешуйками, резко отличными своей чистотой от буровой массы «тонштейнов».

## ОПИСАНИЕ ДИККИТА

Во всех случаях независимо от местонахождения диккит встречен в виде белых плотных масс со слабым блеском, легко разрушающихся под давлением. Под микроскопом минерал представлен мелкими (0,008—0,04 мм) изометричными или слегка вытянутыми пластинками, иногда с нечеткими гексагональными очертаниями. Часто диккит образует пакеты в форме призм или веерообразных и червеобразных сростков по 001. Оптически положительный, острая биссектриса перпендикулярна 010, удлинение положительное. Показатели преломления:  $N_g = 1,566—1,567$ ;  $N_m = 1,561—1,563$ . Двупреломление — 0,005—0,007. Оптическая ориентировка  $\perp$  (001):  $N_p = 7—15^\circ$ ; (001):  $N_m = 18—21^\circ$ ,  $N_g = b$ .

Оптические константы, полученные в процессе наших исследований, весьма близки константам, приведенным в работах многих исследователей (Дир и др., 1966; Лазаренко, 1971). По данным указанных авторов, показатели преломления диккита таковы:  $N_g = 1,566—1,570$ ;  $N_m = 1,561—1,566$ ;  $N_p = 1,560—1,564$ . Оптический знак положительный, острая биссектриса перпендикулярна (010).

Несколько иную оптическую характеристику диккита дают А. Н. и Г. Винчелл (1953) — по их данным, диккит оптически отрицательный, т. е.  $N_g$  является тупой биссектрисой (аналогично каолиниту). Показатели преломления диккита, по А. Н.



Фиг. 2. Термограммы диккита  
1 — скв. Е-2893, глубина 1072 м;  
2, 3 — шахта Юго-Западная № 1;  
4 — скв. Ц-087, глубина 1081 м

ре, чем для каолинита, примерно на 80—100° С. Это указывает на присутствие в образцах диккита. Появление на термограммах эндотермических эффектов при 120° С в образцах из прожилков и гнезд (фиг. 2, 2, 3) указывает на наличие в них гидрослюды. Широкий эндотермический пик, имеющий ступень при 580° С, подтверждает совместное нахождение диккита и каолинита (фиг. 2, 2, 3, 4). Термограммы диккита из раковины указывают на отсутствие других минеральных примесей (фиг. 2, 1).

Рентгеновские исследования диккита проводились на дифрактометре УРС-50 ИМ с медным излучением; фильтр Ni; щели: 1; 0,5; 0,5; 0,25; постоянная времени IV,  $V = 1^\circ/\text{мин}$ , напряжение 35 кв, сила тока 9 ма. Результаты рентгеновских идентификаций диккита приводятся в таблице, содержащей для сравнения межплоскостные расстояния Ньюэма и Брндли.

Винчеллу:  $N_g = 1,566$ ;  $N_m = 1,562$ ;  $N_p = 1,560$ . В. Н. Лодочников (1955), давая характеристику каолинита, не выделяет диккит как полиморфную модификацию его, а описывает всю группу, указывая на непостоянство оптического знака, изменение  $2V$  от 0 до 90°, угол угасания  $N_m$ : (001) — до 11°, двупреломление — 0,006—0,007, преломление — 1,561—1,567. В результате анализа приведенных данных можно сказать, что наиболее убедительными отличительными признаками диккита от каолинита являются оптический положительный знак диккита и углы угасания (001):  $N_m$ . Каолинит имеет (001):  $N_m = 1—3,5^\circ$ ; диккит (001):  $N_m = 14—21^\circ$ .

Дифференциально - термические анализы диккита дают термограммы, типичные для минералов группы каолинита, но эндотермический эффект удаления конституционной воды происходит при более высокой температу-

**Рентгеновские порошковые данные для диккита**

Ньюнем и Бриндли		А. Е. Родионова. Обр. 1175, шахта Юго-Западная № 1				Ньюнем и Бриндли, 1965		А. Е. Родионова. Обр. 1175, шахта Юго-Западная № 1			
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
10	7,160	10	7,180	10	7,160	1	1,937	2	1,912	2	1,927
1/2	4,620	—	—	1/2	4,600	2	1,898	—	—	1/2	1,889
—	—	4	4,460	6	4,440	3	1,859	—	—	2	1,839
4	4,390	5	4,420	—	—	1	1,805	3	1,795	—	—
4	4,370	4	4,380	6	4,340	1	1,785	1/2	1,785	2	1,758
3	4,270	3	4,176	5	4,170	1	1,720	1/2	1,722	1	1,782
7	4,131	—	—	3	4,040	2	1,686	—	—	1	1,680
2	3,950	1	3,950	2	3,950	5	1,652	4	1,659	6	1,660
6	3,795	1	3,857	2	3,850	1	1,613	1	1,611	3	1,616
10	3,587	10	3,586	10	3,570	1	1,586	1/2	1,585	1	1,580
3	3,427	—	—	3	3,390	—	—	1/2	1,565	1/2	1,860
2	3,272	1/2	3,260	1/2	3,270	4	1,555	—	—	—	—
2	3,101	1/2	3,150	1/2	3,090	1/2	1,508	1	1,542	6	1,537
2	2,938	1/2	2,820	1	2,970	5	1,489	5	1,488	6	1,483
2	2,794	1/2	2,700	1	2,780	3	1,458	1	1,454	1	1,446
4	2,560	4	2,560	4	2,560	2	1,429	1/2	1,426	1/2	1,429
5	2,510	2	2,509	7	2,500	1	1,395	1/2	1,407	1/2	1,392
2	2,400	2	2,395	2	2,430	1	1,374	2	1,372	—	—
9	2,376	4	2,385	3	2,370	—	—	—	—	2	1,340
9	2,322	8	2,345	7	2,337	5	1,318	5	1,321	3	1,317
—	—	4	2,330	6	2,290	2	1,287	—	—	2	1,280
2	2,120	1/2	2,215	1	2,184	1	1,263	—	—	1	1,265
1	2,106	—	—	1	2,135	1	1,253	—	—	1	1,243
1/2	2,025	—	—	1/2	2,017	1	1,236	—	—	2	1,237
5	1,975	3	1,976	4	1,991	—	—	—	—	2	1,234

Как видно из таблицы, характерные линии рентгенограммы из обр. 1175: 7,18; 3,586; 2,345; 1,659. Рентгенограммы Р. Е. Ньюнема и Г. В. Бриндли показывают сильные рефлексы: 7,160; 3,587; 2,322. Е. К. Лазаренко (1971) отмечает характерные линии для диккита: 3,591; 2,345; 1,666. Сопоставление основных линий рентгенограмм дает основное изучаемый минерал идентифицировать как диккит.

По литературным данным (Лазаренко, 1971; и др.), диккит имеет двухслойную элементарную ячейку с параметрами:  $a = 5,15 \text{ \AA}$ ;  $b = 8,95 \text{ \AA}$ ;  $c = 14,42 \text{ \AA}$ ;  $\beta = 96^\circ 48'$ . Детальное структурное исследование Ньюнема и Бриндли в 1956 г. уточнило параметры элементарной ячейки диккита:  $a = 5,149 \pm 0,003 \text{ \AA}$ ;  $b = 8,949 \pm 0,0005 \text{ \AA}$ ;  $c = 14,419 \pm 0,007 \text{ \AA}$ ;  $\beta = 96^\circ 48' \pm 4$ .

**ГЕНЕЗИС ДИККИТА**

Генезис диккита в Донбассе, других районах страны и за рубежом трактуется по-разному. Ряд исследователей (Лазаренко, 1950; Haues, 1967; и др.) считают диккит минералом гидротермального происхождения. По их мнению, он образуется за счет проникновения растворов из глубин. Другая группа авторов (Коссовская, Шутов, 1963; Страхов, 1960; Еремеев, 1969; Зарицкий, 1971; и др.) связывает происхождение каолинита и диккита с эпигенетическими процессами.

Диккит в карбоновых отложениях Донбасса аутигенный, возник в стадии диагенеза и эпигенеза (катагенеза) за счет внутреннего перераспределения веществ в горных породах, без какого-либо воздействия магматических процессов. Это подтверждается присутствием диккита в слепых тонких прожилках, гнездах, раковинах и т. д.

В угленосной формации Донбасса образование диккита, по-видимому, прошло в два этапа, резко различных во времени. Первый этап включает диагенез и ранний эпигенез, когда полости раковин заполня-

лись каолинитом, местами замещающим и их стенки. К этому же этапу относятся процессы изменения древних почв и обогащения их каолинитом в условиях гумидного климата (Феофилова, 1968, 1971). В изучаемых отложениях наличие подобных процессов подтверждается присутствием диккита в подугольных слоях. Описанные выше некоторые характерные находки диккита в фациально и литологически различных породах парагенетически во всех случаях связаны с большими количествами органических остатков. Это, несомненно, способствовало глубокой переработке глинистых и других минералов (Страхов, 1960) и приводило к образованию каолинита, который в этап позднего эпигенеза под влиянием фактора времени и давления переходил в диккит — минерал с более совершенной структурой. Не исключена возможность, что образование каолинита, а затем диккита может происходить не только в присутствии органических веществ, создающих кислую среду, но и при других обстоятельствах — в более щелочной среде. Это подтверждается вышеотмеченными фактами присутствия диккита в известняках<sup>1</sup> и аргиллитах морских фаций в виде его псевдоморфоз по раковинам различных организмов. Аналогичный факт отметил Л. Л. Хайцер (1970), который в породах угленосной толщи  $P_1$  Печорского бассейна обнаружил каолинизацию створок брахиопод, пелеципод, мшанок и других ископаемых организмов, приуроченных к отложениям морских горизонтов. Дж. Б. Хайес (Hayes, 1967) также наблюдал заполнение диккитом пор в пенсильванских известняках.

Второй этап образования диккита относится к послепериодическому периоду развития угленосной формации Донбасса, когда в породах появляются мелкие разрывы, трещины, поры, способствующие миграции поровых вод и воздействию их на осадочные породы. Под действием этих вод в стадию регрессивного эпигенеза происходило интенсивное изменение глинистых и других неустойчивых минералов, способствующих новообразованию диккита. Как и на первом этапе, возможно, вначале по трещинам, в порах и в виде гнезд образовывался каолинит, который в дальнейшем переходил в диккит. Это подтверждает их сонахождение и то, что процесс диккитизации происходил на разных глубинах и при различных температурах и давлениях.

Обнаружение диккита в гнездах, слепых прожилках, внутри раковин на глубинах 300—1500 м, приуроченность его к породам, содержащим в большом количестве органическое вещество, пирит, слюды, полевые шпаты, хлориты, указывают на то, что термодинамические и физико-химические условия его образования могут колебаться в значительных пределах. Стрингем (ссылка по А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову, 1963) установил, что диккит образуется при  $pH < 7$  и 200—300° С. Наши исследования диккита в угленосных отложениях Донбасса и других угольных бассейнов (по литературным данным) допускают возможным генезис каолинита при температурах порядка 70—80° С и сравнительно небольших давлениях.

Диккит в последние годы обнаружен в осадочных породах различного возраста и фациальной принадлежности во многих районах нашей страны и за рубежом. А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов (1963) описывают диккит из кварцитовидных песчаников  $I_1$  Верхоянья. Он здесь присутствует в виде отдельных реликтовых участков в порах. В. Д. Шутов описывает диккит из отложений  $Pz$  и  $Rf$  Пачелмского прогиба, В. В. Еремеев (1967) — в песчаниках отложений  $S$  Кизеловского бассейна. Присутствие диккита в разрезах многих осадочных толщ в самых различных районах земного шара указывает на региональность его распространения и связь с диагенетическими и эпигенетическими процессами. Особенно следует

<sup>1</sup> В известняках может быть и кислая среда.— Ред.

подчеркнуть тяготение его к угленосным толщам. По-видимому, содержание большого количества органических веществ — фактор, способствующий генерации минералов каолининовой группы.

Помимо общегеологического значения дальнейшее изучение диккита позволит более полно осветить стадияльные преобразования осадочных пород различных формаций и, возможно, обосновать его роль как минерального индикатора физико-химических процессов, протекающих в породах в постседиментационные стадии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953.
- Дарь У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3. М., ИЛ, 1966.
- Еремеев В. В. Диккит из песчаников Кизеловского каменноугольного бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.
- Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угольных отложений, ч. 2. Изд-во Харьковск. ун-та, 1971.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метagenеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7.
- Лазаренко Е. К. Силикаты из кварцево-карбонатных жил Нагольного кряжа.— Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва, 1950, № 4.
- Лазаренко Е. К. Курс минералогии, Вышш. школа. М., 1971.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, ч. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Феофилова А. П. Ископаемые почвы и их значение для реконструкции палеоландшафтов и вторичных преобразований минерального вещества.— В кн.: Состояние и задачи советской геологии, т. 3. М. «Наука», 1970.
- Феофилова А. П. Опыт изучения и классификация древних почв на примере пермокарбонных отложений Донбасса.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6.
- Хайцер Л. Л. О каолинизации раковин в пермских отложениях Печорского бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 5.
- Hayes J. B. Dickite in lancing group (Pensilvanien) limestones, Wilson and Montgomery Counties Kansas.— Amer. Mineralogist, 1967, v. 52, No. 5—6.

Новочеркасский политехнический институт

Дата поступления  
19.VII.1972

УДК 553.252.2/477.61

## О СЕРНОКИСЛОТНОМ РАЗЛОЖЕНИИ УГЛЕНОСНЫХ ПОРОД НА САМОВОЗГОРАЮЩИХСЯ ТЕРРИКОНАХ ДОНБАССА

**Б. И. СРЕБРОДОЛЬСКИЙ**

Современные процессы минералообразования всегда привлекали внимание исследователей заманчивыми перспективами непосредственного наблюдения процесса. Своеобразная область такого минералообразования — самовозгоревшиеся терриконы угольных шахт.

Формирование минерального комплекса на терриконах связано с выгоранием продуктов угледобычи, в первую очередь пирита. Последний всегда в значительных количествах присутствует во вмещающих породах, резко изменяя течение гипергенных процессов на обширных территориях около шахт. Саморазогрев колчедана в результате окисления приводит к образованию газообразных продуктов, часть которых при соприкосновении с воздухом сублимируется (самородная сера, нашатырь).

Наряду с этим образующаяся при окислении сернистых газов  $H_2SO_4$  в условиях нехватки влаги во вмещающих породах и отсутствия в них карбонатов интенсивно разлагает силикаты углесодержащих пород, переводя металлы в виде сульфатов в раствор. Последующее изменение концентрации раствора способствует высаживанию из него ряда ново-

образований на термальных площадках. Так формируется зона интенсивного разложения угленосных пород. Она имеет много общего с зоной интенсивного разложения вулканогенных пород под действием кислых газо-гидротерм и отличается от зоны выветривания осерненных пород, где образование сернокислых растворов связано с окислением самородной серы. Характеристике такой зоны на терриконах угольных шахт «Красный партизан» и «Центросоюз» и посвящено настоящее сообщение.

Углесодержащие породы серые до черных. Их глинистая составляющая представлена гидрослюдой, однозначно определяющейся по серии базальных рефлексов кратных 10 Å.

В кислой среде приобретают подвижность многие элементы, инертные и слабоподвижные в других средах.

Высвободившийся из породы кремний кристаллизуется в виде кварца, представленного небольшими (до 2 мм) игловидными кристалликами с хорошо выраженными гранями гексагональной призмы и менее развитыми плоскостями ромбоздров. Отмечены также угловатые обломки молочно-белого кварца до 2 см, покрытые пленкой мелкозернистой серы. На рентгенограммах кварц отчетливо фиксируется по отражению 3,34 Å.

Ссомольнокит — одноводный сульфат двухвалентного железа — отмечен на ряде термальных участков в виде мелкозернистых выделений и в смеси с другими сульфатами. Благодаря своему красновато-коричневому цвету он хорошо выделяется на фоне других минералов. Растворяется в воде, имеет кислый, вязущий вкус. Средний показатель преломления — 1,621. Собрать его в количестве, необходимом для производства химического анализа, трудно. Хорошо узнается на рентгенограмме по отражениям 4,78; 3,49; 3,10; 2,58 Å. Образуется из растворов, содержащих в большом количестве  $H_2SO_4$  и сульфат закиси железа.

Эпсомит наблюдается в виде налетов и тонких корочек, покрывающих выделения других сульфатов. В связи с тонкозернистым строением в минерале измеряется только один показатель преломления, он равен 1,456. При рентгеновских исследованиях отчетливо фиксируется по рефлексам 4,23 и 2,69 Å. Mg подобно другим элементам поступал в раствор из глинистых пород и в условиях сильнокислой среды связывался в эпсомит.

Ангидрит мог выпасть из растворов, имеющих низкое значение pH и высокую концентрацию Ca. Наблюдается в виде тонких корочек, сложенных пелитоморфной массой со средним показателем преломления 1,590. В этой массе изредка встречаются небольшие (до 0,1 мм) таблички, имеющие  $ng'$  1,614 и  $nr'$  1,570. При рентгеновских исследованиях ангидрит отчетливо фиксируется по интенсивным отражениям 3,49 и 2,84 Å.

Калиевые и натриевые квасцы образуются в результате воздействия сернокислых растворов на углесодержащие глинистые породы. Щелочи при этом переходят в раствор; последующее изменение концентрации, вызванное испарением растворителя, способствует кристаллизации квасцов. По-видимому, благодаря кристаллохимическим свойствам катионов (K больше иона Na) калиевые квасцы выпадают раньше, чем натриевые. На рентгенограммах квасцы хорошо диагностируются по сильному отражению 4,23 (220) и менее интенсивным рефлексам при 3,60; 3,99; 3,20 и 2,81 Å.

Установив эти минералы путем рентгеновского и оптического исследований и располагая данными химического состава всего агрегата, мы рассчитали количественно минералогический состав этого агрегата (три образца), связав последовательно  $Fe^{2+}$  с эквивалентным количеством  $SO_4$  и  $H_2O$  в ссомольнокит, Mg в эпсомит, Ca в ангидрит, Na и Al, K и Al в квасцы. После вычитания из анализов молекулярных количеств, эквивалентных указанным минералам, во всех трех анализах обнару-

жился остаток Al, Fe<sup>3+</sup>, сульфат-иона и H<sub>2</sub>O. Анализ позволил хорошо рассчитать его на кристаллохимическую формулу водного основного сульфата Al и Fe<sup>3+</sup>. Однако наличие излишка Al, Fe, SO<sub>3</sub> и H<sub>2</sub>O еще не дает основания для заключения о существовании такого сульфата. Не исключена возможность, что эти компоненты находятся в породе в виде гидроокисей, а сульфат-ион представляет собой остаток свободной H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>.

В сухую солнечную погоду на горящих площадках террикона шахты «Красный партизан» на поверхности разложенных пород образовались обильные бугорки в виде грибов и полусфер до 10 см в сечении, оказавшиеся в результате дальнейших исследований ферриалуногеном. Для них характерны кремовая и розовая окраски, которые при соприкосновении с воздухом менялись на желтую. Минерал формировался в горячем состоянии. Он был мягким, при долгом нахождении на воздухе отвердел, стал хрупким. Сульфат хорошо растворяется в воде.

Под микроскопом выделения ферриалуногена состоят из слабо преломляющихся (почти изотропных) бледно-желтых кусочков с показателем преломления 1,503.

Химический состав первоначально розового и желтого ферриалуногена соответственно следующий, %: SiO<sub>2</sub> 6,99 и 7,68; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 11,10 и 11,49; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5,43 и 5,27; MgO 1,56 и 1,33; CaO 1,48 и 1,58; H<sub>2</sub>O 39,06 и 38,98; SO<sub>3</sub> 34,58 и 33,62; сумма 100, 20 и 99,95. Пересчет анализов приводит к таким кристаллохимическим формулам: (AlFe<sup>3+</sup>)<sub>2,00</sub> [SO<sub>4</sub>]<sub>3,06</sub> · 15H<sub>2</sub>O; (AlFe<sup>3+</sup>)<sub>2,00</sub> [SO<sub>4</sub>]<sub>2,90</sub> · 14,8H<sub>2</sub>O.

Данные межплоскостных расстояний сульфата (интенсивные рефлексы 13,3; 4,46; 3,96; 3,33; 2,490 Å) хорошо сходятся со справочными рентгеновскими данными для алуногена.

На этом же терриконе в небольших углублениях горящих площадок была обнаружена вязкая серая масса, интенсивно пропитанная H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. Ее химический состав, вес. %: SiO<sub>2</sub> 2,64; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,66; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10,14; MgO 0,11; CaO 0,30; H<sub>2</sub>O 45,00; SO<sub>3</sub> 38,44; сумма 100,29.

Результаты рентгеновского анализа массы показали принадлежность ее к алуногену. На дифрактограмме минерала обнаруживаются сильные рефлексы 13,3; 9,1 и 4,48 Å. Однако отражение 9,1 Å в отличие от рентгенограммы ферриалуногена — самое интенсивное.

Избыток сульфат-иона, оставшийся после соединения SO<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и H<sub>2</sub>O в молекулу ферриалуногена, вместе с эквивалентным количеством H<sub>2</sub>O дал возможность рассчитать содержание свободной H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> в образце (17,6%). После произведенных пересчетов формула ферриалуногена приобретает вид:



Избыточное количество воды в формуле ферриалуногена можно объяснить повышенной гигроскопичностью образца за счет присутствия H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>.

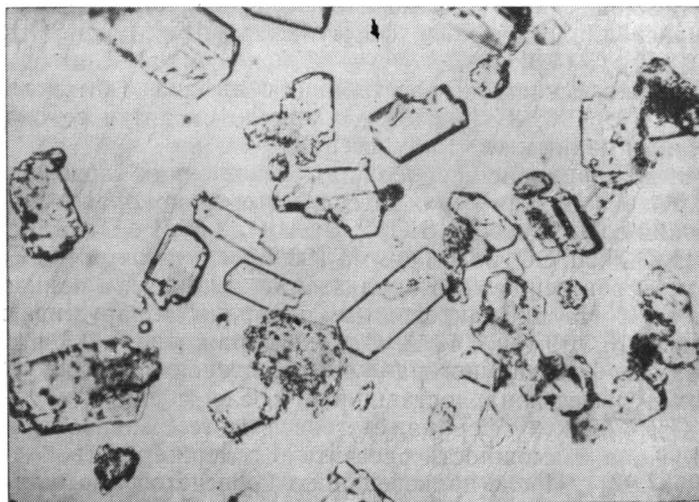
Ферриалуноген образуется при разложении пород, содержащих Fe и Al, концентрированными кислыми растворами. Все изложенное выше позволяет заключить, что зона сернокислотного разложения угленосных пород на горящих терриконах характеризуется присутствием специфических минералов; некоторые из них могут возникать или сохраняться только при наличии в породе свободной H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>.

## ГЕЙЛАНДИТ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ДОЛИНЫ НИЛА

С. И. ШУМЕНКО, И. С. ЧУМАКОВ

Впервые аутигенные цеолиты в эстуариевых отложениях пра-Нила в районе первого нильского порога были обнаружены одним из авторов (Чумаков, 1967; Chumakov, 1973), однако уверенно диагностировать их без предварительной сепарации не удалось, так как кристаллики обычно не более 0,05 мм рассеяны в содержащих их породах. В стратиграфическом отношении цеолиты приурочены к отложениям свиты Сиена, датированным нижним плиоценом и выполнившим самую глубокую часть долины пра-Нила в результате ингрессии средиземноморских вод (Chumakov, 1968).

Общая мощность сохранившихся от размыва отложений свиты Сиена на широте Асуана до 54 м. Она сложена переслаивающимися серыми глинами, супесями, песками и песчаниками. Породы часто содержат



Фиг. 1. Кристаллики гейландита в иммерсии с  $N=1.333$ ,  $\times 400$

примесь растительного детрита, нередко споры папоротников и пыльца. Встречены также немногочисленные остатки остракод, комплекс которых свидетельствует о пониженной солености вод. Глины свиты Сиена преимущественно монтмориллонитовые с небольшой примесью гидрослюд. Пески и песчаники обычно полимиктовые, тонко- и мелкозернистые, состоящие из кварца, полевых шпатов и обломков различных пород. Цемент песчаников карбонатный крупнокристаллический, обычно чисто кальцитовый, изредка сидеритовый. Наряду с цеолитами встречаются трещиноватые зерна глауконита агрегатной структуры и кубические кристаллики пирита. Цеолиты присутствуют в глинистых и песчаных породах (до 0,5%), однако не образуют заметных концентраций, а рассеяны более или менее равномерно в породе, вследствие чего в шлифах они достаточно четко видны только на фоне карбонатного цемента песчаников и с трудом обнаруживаются в глинистых породах.

Кристаллики цеолитов большей частью идиоморфны, уплощены по пинакоиду  $\{010\}$  (фиг. 1). Размер их по вытянутой призме 0,02—0,05 мм. Изредка встречаются двойники сростания. Показатель преломления

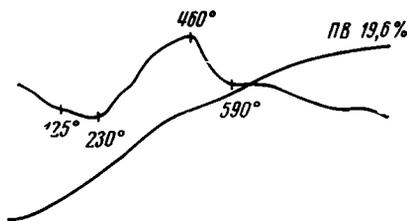
$N_g = 1,494 \pm 0,003$ , двупреломление слабое (0,003—0,005), однако хорошо наблюдаемое в шлифах, что дает возможность определить отрицательное их удлинение. Угол угасания по отношению к удлинению (призма) около  $90^\circ$ .

Химический состав выделенного практически мономинерального цеолитового концентрата (Лаборатория ГИН АН СССР, Э. С. Залманзон) следующий, %:  $\text{SiO}_2$ —56,57;  $\text{TiO}_2$ —0,35;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —14,32;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —1,14;  $\text{FeO}$ —0,46;  $\text{CaO}$ —3,36;  $\text{P}_2\text{O}_5$ —0,07;  $\text{MgO}$ —2,18;  $\text{MnO}$ —0,01;  $\text{Na}_2\text{O}$ —0,9;  $\text{K}_2\text{O}$ —0,86;  $\text{H}_2\text{O}^+$ —13,33;  $\text{H}_2\text{O}^-$ —3,54;  $\text{CO}_2$ —0,62;  $\text{C}_{\text{орг}}$ —1,63; сумма—99,34.

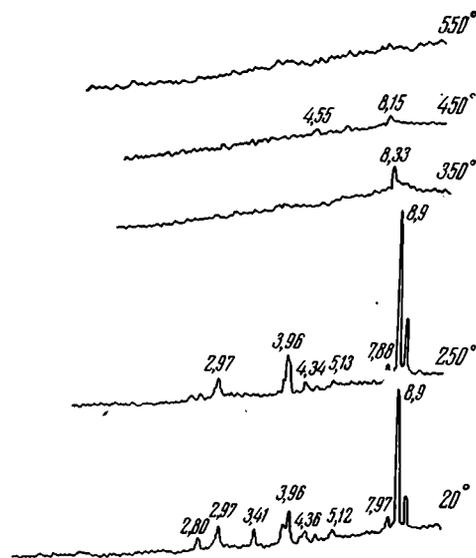
На основании этого анализа  $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3=6,67:1$ . Са больше суммы щелочей, что, в соответствии с критериями Б. Мейсона и Л. Б. Санда (Mason, Sand, 1960), характерно для гейландита.

Дифференциальная кривая нагревания (ДТА), снятая при скорости нагрева  $20^\circ$  с помощью платино-платинородиевой термпары (фиг. 2), оказалась очень близкой к кривым цеолитов из меловых отложений Русской платформы (Шуменко, 1962, 1971). Она характеризуется широким эндотермическим эффектом в области низких температур с двумя максимумами: слабовыраженным при  $125^\circ$  и более интенсивным при  $230^\circ\text{C}$ . В области  $350$ — $500^\circ\text{C}$  фиксируется пологое экзотермическое поднятие с максимумом при  $460^\circ\text{C}$ .

Кривая потери веса (ПВ), автоматически сопряженная с кривой ДТА, имеет довольно плавный подъем вплоть до  $1000^\circ\text{C}$ . Завышенная суммарная потеря веса (19,6%) объясняется высокими сорбционными свойствами кристалликов цеолита по отношению к парам воды в воз-



Фиг. 2. Сопряженные кривые ДТА и ПВ



Фиг. 3. Дифрактограммы гейландита при различных температурах,  $^\circ\text{C}$

духе (термограммы снимались летом 1973 г., когда была повышенная влажность).

Дифрактограммы образцов цеолитов, снятые на УРС-60И с помощью неотфильтрованного железного излучения (фиг. 3), обнаружили практически полную тождественность с дифрактограммами гейландита гидротермального происхождения. Четко выраженный эффект текстурирования таблитчатых кристалликов цеолитов приводит к резкому усилению базального рефлекса 020, отвечающего  $8,9 \text{ \AA}$ . Серия дифрактограмм, снятая после нагревания образцов до  $250$ ,  $350$ ,  $450$ ,  $550^\circ\text{C}$  (см. фиг. 3), показала, что уже после  $350^\circ\text{C}$ , за исключением отражения, отвечающего межплоскостному расстоянию  $8,33 \text{ \AA}$ , не фиксируется никаких рефлексов, а к  $550^\circ\text{C}$  образец становится «рентгеноаморфным». Такое поведение цеолитов, в соответствии с представлениями Ф. А. Мамптона (Mumpton, 1960), характерно для гейландита в отли-

чие от сходного по дифракционной картине более термостойкого клиноптилолита.

Таким образом, сумма полученных аналитических данных позволяет совершенно однозначно диагностировать цеолит из свиты Сиена как гейландит. Рентгенографические данные и химический состав этого аутигенного гейландита полностью отвечают эталонным гейландитам гидротермального генезиса. Некоторое различие наблюдается лишь в очень небольшом уменьшении показателей преломления, а также в смещении максимумов эндотермического эффекта в сторону низких температур. Последнее обстоятельство, по нашему мнению, связано с высокой дисперсностью кристалликов цеолитов. Идиоморфизм гейландита и его распределение во вмещающих породах указывают на то, что он образовался в диагенетическую стадию их формирования.

Особый интерес представляет вопрос об источниках вещества для образования описанного гейландита вследствие появившейся в последнее время тенденции связывать происхождение цеолитов в осадочных породах с вулканогенным материалом, независимо от того, обнаружен или не обнаружен таковой. Следует отметить, что среди обломков пород песчаной размерности свиты Сиена обнаруживаются в небольшом количестве и обломки эффузивов. Точная диагностика их затруднена, так как обычно они сильно изменены, что проявляется в их хлоритизации. Несмотря на то что была изучена серия шлифов, за исключением двух обломков, не было обнаружено признаков цеолитизации. Указанные обломки представляли собой цеолитоподобный волокнистый агрегат, сходный с описанным в литературе клиноптилолитом по вулканическому стеклу (Михайлов и др., 1971). Редкость подобных образований не позволила изучить их более подробно, но уже сам факт их нахождения, по нашему мнению, говорит о том, что описанный гейландит генетически не связан с вулканогенным материалом, как и ассоциирующий с ним аутигенный глауконит.

Таким образом, как и для более богатых кремнеземом разновидностей гейландита из осадочных пород Русской платформы, мы склоняемся к выводу о синтезе гейландита свиты Сиена из иловых растворов на стадии диагенеза. В этой связи представляют несомненный интерес наблюдения А. Р. Гептнера (устное сообщение), согласно которому в осадках с высоким содержанием цеолитов (как в рассматриваемом нами случае) остатки диатомовых отсутствуют, что подтверждено О. Г. Козловой. При незначительном содержании цеолитов появляются единичные панцири диатомей со следами явного растворения. При высоком содержании диатомовых цеолиты отсутствуют. А. Р. Гептнер предполагает, что в определенных условиях весь  $\text{SiO}_2$ , входящий в состав панцирей диатомей, идет на построение кристаллов цеолитов.

Находка типичного гейландита осадочного происхождения в Асуанском районе представляет не только региональный интерес. Она как бы замыкает тот ряд разновидностей гейландита, варьирующий по составу, свойствам и морфологии, который удалось установить и достаточно детально исследовать в осадочных породах Русской платформы (Шуменко, 1962, 1971, 1972; Бушинский, Шуменко, 1970). Тем самым подтверждается предположение о широком изоморфизме в пределах минерального вида «гейландит», а также необходимость очень осторожного подхода к диагностике и номенклатуре осадочных цеолитов вообще.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И., Шуменко С. И. Уточненное определение цеолита из меловых отложений Брянска.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.  
Михайлов А. С., Кричари А. И., Маслов С. Е. Цеолитовые породы юга Туркмении.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 3.  
Чумаков И. С. Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила в Нубии и Верхнем Египте.— Тр. ГИН, АН СССР, 1967, вып. 170.

- Шуменко С. И. Разновидности аутигенного осадочного гейландита в верхнемеловых отложениях Украины.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 6.
- Шуменко С. И. Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии. Изд. Харьковск. ун-та, 1971.
- Шуменко С. И. О цеолитах группы гейландита.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.
- Chumakov J. S. Pliocene Ingression into the Nile Valley according to New Data.— In: Butzer K. W. and Hansen C. L. Desert and River in Nubia. Univ. Wisconsin, 1968.
- Chumakov J. S. Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile Valley in Nubia and Upper Egypt.— Abst. Initial Repts Deep Sea Drilling Project, 1973, v. XIII, p. 2. Nat. Sci. Found. Washington.
- Mason B., Sand L. B. Clinoptilolite from Patagonia the relationship between clinoptilolite and heulandite.— Amer. Mineralogist, 1960, v. 45, No. 3, 4.
- Mumpton F. A. Clinoptilolite redefined.— Amer. Mineralogist, 1960, v. 45, No. 3, 4.

Харьковский государственный университет  
Московский государственный университет

Дата поступления  
25.1.1974

УДК 553.4(575.3)

## К ВОПРОСУ ОБ АЛЬПИЙСКОМ ЭНДОГЕННОМ РУДОГЕНЕЗЕ В АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ И ЕЕ ГОРНОМ ОБРАМЛЕНИИ (ТАДЖИКИСТАН)

В. В. МОГАРОВСКИЙ

Сведения о гидротермальной минерализации в мезозойско-кайнозойских отложениях Афгано-Таджикской депрессии и ее горного обрамления до недавнего времени ограничивались почти исключительно свинцово-цинковыми проявлениями. Последние были описаны Н. П. Ермаковым (1940), Г. И. Алесиным, Л. В. Соколовой и др. Общие данные об этих проявлениях приведены в работе А. А. Луйка (1970).

Сведения, имеющиеся в настоящее время, говорят о более широком, чем принято думать, проявлении гидротермального оруденения в указанном регионе по его площади и в минералогическом отношении. Месторождения и рудопроявления локализованы здесь в осадочных породах, имеющих возраст от I до N<sub>1</sub> включительно. Наиболее вероятное время их формирования — N<sub>2</sub>—Q<sub>1</sub>, т. е. они юноальпийские и связаны с процессами кайнозойской активизации региона. Генезис большинства этих месторождений и проявлений, по нашему мнению, вадозно-гидротермальный (Могаровский, 1964). В регионе имеются и раннеальпийские проявления, образовавшиеся, по-видимому, в начале и середине Мз. К их числу относятся, например, полиметаллическое оруденение Саймери (галенит, сфалерит, марказит, халькопирит), локализованное в песчаниках I Каратегинского хребта, и гематит-баритовые проявления Дарай-Аспобак в породах T—I того же хребта, причем барит образует не свойственные ему колломорфные агрегаты. Однако эти проявления, вероятнее всего, следует считать сингенетично-эпигенетическими.

В то же время в мезозойско-кайнозойских отложениях Афгано-Таджикской депрессии и ее обрамления обнаружены новые гидротермальные (вадозно-гидротермальные) проявления не только галенита и сфалерита, но и других минералов (целестин, кварц, кальцит, флюорит и пр.). Ниже приводится краткая характеристика этих проявлений.

Целестиновое месторождение Оби-Зия (хребет Джетым-Тау) локализовано в карбонатных отложениях алайского яруса P<sub>g</sub> и представлено межпластовыми жилами, секущими прожилками и цементом в брекчиях. Наиболее интересна Верхняя жила, которая меняет минеральный

состав по простираанию: от целестин-кальцитового, через кальцит-целестинный с кварцем, до чисто кварцевого. Формирование месторождения происходило при 230—100°С и ниже.

На целестиновом месторождении Гулисай крутопадающая целестиновая линза приурочена к контакту ангидритов и терригенных пород риштанских слоев P<sub>g</sub> и контролируется зоной тектонических нарушений. В красных глинах и аргиллитах лежащего бока линзы наблюдается зона осветления, в которой вблизи перехода к красным разностям протягивается полоса эпигенетической глауконитизации. Температура образования месторождения 250—100°С.

Месторождение Чалташ представлено целестиновыми секущими линзами, жилами и цементом в зонах дробления известняков бухарского яруса P<sub>g</sub>. Целестин ассоциируется с галенитом, сфалеритом, гриноки-том. Формирование месторождения происходило в основном при 200—100°С (Могаровский, 1964).

В целестиновом рудопроявлении Дагана-Киик (хребет Джетым-Тау) и в районе месторождения Оби-Зия в глинах алайского яруса P<sub>g</sub> обильны секрции, сложенные мелко- и крупнокристаллическим кварцем (бледноокрашенным аметистом) и целестином. Гомогенизация газожидких включений в кварце происходила главным образом при 150—100°С (Могаровский, 1969).

Каратагское (Южный Гиссар) и Нурекское полиметаллические проявления<sup>1</sup> приурочены к известнякам C<sub>g2</sub>. Представлены сульфидно-кальцитовыми и кварцевыми секущими прожилками и вкрапленностью галенита, сфалерита, изредка пирита. Формирование минерализации происходило при 100—80°С. Аналогичная минерализация известна также на целестин-баритовом проявлении Хирманжоу, где галенит и сфалерит приурочены к экзоконтакту целестин-баритовой жилы в известняках бухарского яруса P<sub>g</sub>.

И наконец, несколько слов о флюоритовых месторождениях. Наиболее молодые их представители в пределах Южного Гиссара — кальцит-барит-флюоритовые: Красные Холмы, Кальтуч, Могов. На месторождении Красные Холмы рудные тела, залегающие в основном в гранитах, проникают в песчаники и глины C<sub>g1</sub>. Образование флюорита на указанных месторождениях происходило в основном при 200—190°С (Баратов и др., 1972). Формирование их, по-видимому, было одновременным с целестиновыми и полиметаллическими проявлениями Афгано-Таджикской депрессии. В заключение отметим сурьмяно-ртутную минерализацию, которая, по устному сообщению В. Т. Горбатка, локализована в породах I<sub>1</sub> (проявление Морзич, Северный Гиссар).

Кроме того, в мезозойско-кайнозойских отложениях различных частей региона встречаются прожилки, жилы, гнезда кальцита и кварца, на которые не обращали должного внимания из-за отсутствия в них рудной минерализации. Между тем в генетическом отношении они весьма интересны, поскольку термометрические исследования этих минералов методом гомогенизации свидетельствуют об образовании их из гидротермальных растворов. Так, кварц из прожилков и гнезд в угленосных отложениях I района Назар-Айлок (Каратегинский хребет) образовался при 150—120°С, а кальцит из прожилков — в красноцветных породах C<sub>g</sub> бассейна р. Каратаг (Южный Гиссар) — при 120—100°С. Можно не сомневаться, что изучение подобных образований из мезозойско-кайнозойских отложений региона даст много ценного материала о температурных условиях процесса эпигенетического минералообразования, протекавшего в этих породах.

В связи с изложенным выше интересно отметить, что в породах P<sub>z</sub> северного обрамления Афгано-Таджикской депрессии имеются место-

<sup>1</sup> Последнее обнаружил Н. Ф. Ломоносов в 1972 г.

рождения и рудопроявления, которые считались позднепалеозойскими, но по новым данным — мезозойские или даже кайнозойские (Баратов и др., 1972)<sup>2</sup>. К ним следует отнести флюоритовые месторождения сульфидно-флюоритовой формации (Кандара, Бигар и др.); сюда же, возможно, относится часть сурьмяно-ртутных месторождений Северного Гиссара, о чем свидетельствуют случаи наложения киновари и других минералов на дайки субщелочных базальтоидов с возрастом около 200 млн. лет (Могаровский и др., 1973). Можно полагать, что число молодых месторождений, обнаруженных в Афгано-Таджикской депрессии и ее горном обрамлении, будет увеличиваться, т. е. альпийская металлогения здесь более продуктивна, чем полагали ранее. Многочисленные новые данные по альпийскому рудообразованию на юге Средней Азии подтверждают это предположение (Попов, Гольдштейн, 1968; Бескровный, Лебедев, 1971; Попов, 1972; Эгамбердыев, 1972).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Баратов Р. Б., Новосельцев Ю. А., Могаровский В. В., Мельниченко А. К. К проблеме флюоритогенеза Южного Гиссара.— Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1972, № 1 (43).
- Бескровный Н. С., Лебедев Б. А. О проявлении сфалерита и других гидротермальных минералов на Гаурдакском серном месторождении.— Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 1.
- Ермаков Н. П. Геология и полиметаллические проявления Западного Дарваза.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Луйк А. А. Проблемы генезиса южноальпийских гидротермальных свинцовых месторождений Тянь-Шаня. «Недра», 1970.
- Могаровский В. В. О возможном вадозно-гидротермальном происхождении целестиновых месторождений Таджикской депрессии.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 3.
- Могаровский В. В. Целестиново-кварцевые секрции хр. Джетым-Тау.— Докл. АН ТаджССР, 1969, т. 12, № 9.
- Могаровский В. В., Климов Г. К., Мельниченко А. К. О базальтоидных и щелочно-базальтоидных дайках Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 1.
- Попов А. И. Об альпийском рудогенезе в покровных осадках Средней Азии.— В сб.: К геохимии и литологии Средней Азии. «Недра», 1972.
- Попов А. И., Гольдштейн Р. И. Альпийский рудогенез и зональность водонапорных систем в покровных формациях Средней Азии.— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 4.
- Эгамбердыев М. Э. Новые данные о рудоносности меловых отложений Южно-Таджикской депрессии и юго-западных отрогов Гиссара.— В сб.: К геохимии и литологии Средней Азии. «Недра», 1972.

Институт геологии АН ТаджССР  
Душанбе

Дата поступления  
29.XII.1973

---

<sup>2</sup> Для этих месторождений предполагается глубинный источник рудоносных растворов.

**МЕТОДИКА**

УДК 549.67 + 552.5

**К МЕТОДИКЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ЦЕОЛИТОВ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

**В. И. МУРАВЬЕВ**

Систематическое исследование мезозойско-кайнозойских отложений Русской платформы и Западной Сибири (Бутузова, 1964; Бушинский, Шуменко, 1970; Шамрай, 1964) позволило выделить в пределах этих крупных регионов провинции повсеместного обогащения пород цеолитами группы гейландита (Бутузова, 1964; Kossowska, 1973). Максимально обогащенные цеолитами отложения локализуются в стратиграфическом интервале от сенона до эоцена включительно и представлены широким набором пород, в числе которых опоки, опокovidные глины, мергели, глауконитовые пески и даже породы, в которых цеолит является одним из ведущих породообразующих минералов.

Однако, несмотря на многочисленные факты установления цеолитов в породах, в литературе нет достаточных данных, характеризующих их химический состав. Это связано, с одной стороны, с тем, что кристаллики цеолитов в подавляющей массе сосредоточены в весьма мелких фракциях (1—5 мк), способных образовывать при высушивании плотные агрегированные корочки, механическое разрушение которых не приводит к полной дезагрегации их и, кроме того, порождает большое количество сопутствующих частиц <1 мк. Таким образом, при подготовке образца к делению уже само приготовление суспензии в тяжелой жидкости предопределяет загрязнение этой суспензии крупными агрегатами зерен и пылью субколлоидной размерности. Исследование различных размерных фракций, в частности способности их к агрегированию при высушивании, позволило остановиться на фракциях не мельче 2—3 мк.

Второе важное обстоятельство, затрудняющее выделение чистых цеолитовых фракций, связано с неперенным присутствием в мелких размерных фракциях вместе с цеолитами сложных агрегатов монтмориллонита, глауконита и опала. Агрегаты такого состава обладают разнообразной плотностью, зависящей от количественного соотношения образующих их компонентов. При плотности цеолитов группы гейландита  $\approx 2,15$  агрегаты опала, монтмориллонита и глауконита распределяются в широком спектре плотностей от 2,1 до 2,5. Таким образом, при любом способе центрифужного деления цеолиты загрязнены посторонней примесью. Это обстоятельство отметила Г. Ю. Бутузова (1964), приведя химический состав цеолитов с соответствующими оговорками (табл. 1).

Для надежного разделения оптимальной размерной фракции (2—5 мк) была предпринята попытка искусственно «утяжелить» загрязняющие зерна. Такое утяжеление было достигнуто предварительным вакуумированием пробы перед центрифугированием в течение 2 час. в

## Химический состав цеолитов, %

Компонент	Г. И. Бушинский, С. И. Шуменко (1970)	Г. Ю. Бутузова (1964)	Г. Вронз а. о. (1969)	Исследованный цеолит, обр. 180/70
SiO <sub>2</sub>	64,62	66,14	64,18	61,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,21	12,28	13,55	13,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	0,70	0,81	2,78
FeO	—	0,72	—	—
CaO	3,70	2,61	3,38	2,57
MgO	0,98	1,18	0,06	2,04
K <sub>2</sub> O	} 2,63	1,84	1,19	0,80
Na <sub>2</sub> O		0,48	1,22	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	} 14,10	8,54	} 15,17	11,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		5,35		5,18
Сумма	100,10	99,84	99,61	99,52

Таблица 2

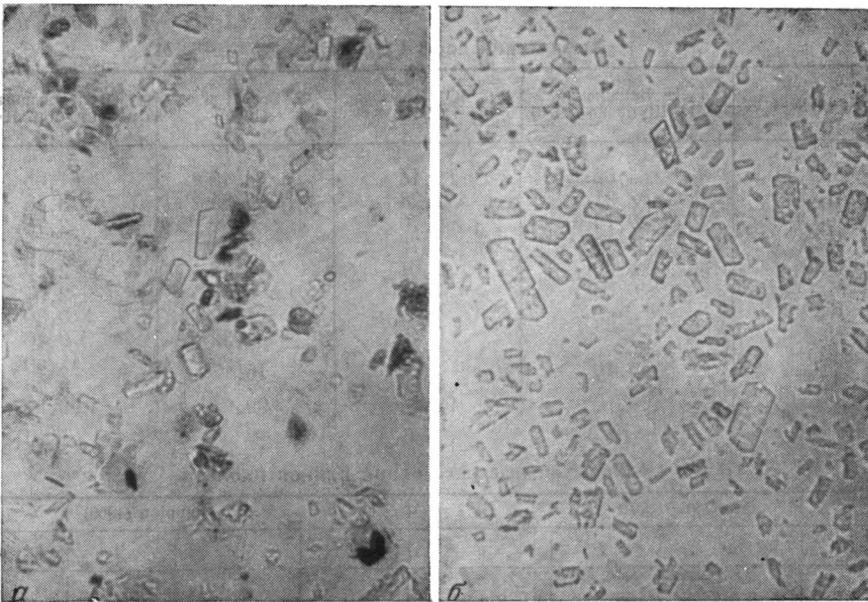
## Межплоскостные расстояния клиноптилолита

Обр. 180/70				F. A. Mumpton (1960)			
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
56	8,84	6	3,066	10	9,00	2	3,07
14	7,83	45	2,955	4	7,94	2	3,04
11	6,707	24	2,786	3	6,77	5	2,97
8	6,620	13	2,722	2	6,64	1	2,87
2	5,867	3	2,664	1	5,91	3	2,82
20	5,215	5	2,522	3	5,24	1	2,80
20	5,067	1	2,478	1	5,11	1	2,73
14	4,622	10	2,417	2	4,69	1	2,72
9	4,324	2	2,340	2	4,48	1	2,68
100	3,934	1	2,265	10	3,96	1	2,44
80	3,900	1	2,189	8	3,90	1	2,42
10	3,539	1	2,111	1	3,83	1	2,38
25	3,406	3	2,076	1	3,73	1	2,29
22	3,376	1	2,050	2	3,55		
10	3,314	4	2,014	2	3,46		
21	3,167	7	1,912	6	3,42		
18	3,110	1	1,852	3	3,12		

условиях высокого вакуума. При этом монтмориллонит, находящийся в загрязняющих агрегатах, обезвоживается со сжатием слоев до 10 Å. Этот процесс должен неизбежно сопровождаться увеличением плотности монтмориллонита примерно на 25%, а следовательно, и увеличением плотности агрегатов в целом. После окончания вакуумирования проба немедленно помещалась в смесь бромформа и диметилформамида плотностью 2,18, приготовленную по расчетам (Кац, 1966). Использование жидкостей на водной основе (Туле, М—45 и др.) в этом случае недопустимо, так как приведет к регенерации монтмориллонитовых слоев.

Суспензия центрифугировалась в центрифуге ЦЛ-1 в течение 20 мин. при 3000 об/мин. Этого режима оказалось достаточно для полного разделения фракции. Тяжелые компоненты пробы, включающие незначительные количества кварца и основную загрязняющую массу агрегатов, были осажены на дне пробирок, образовав плотный слой. Цеолиты остались во взвеси. В дальнейшем тяжелая жидкость была отфильтрована на стеклянном фильтре № 4 с трехкратной промывкой легкой фракции спиртом. Оптическое изучение выделенной таким способом легкой фракции показало, что она состоит только из цеолитов (фигура). Измеренный показатель преломления выделенных кристаллов оказался равным  $1,478 \pm 0,002$ .

В процессе центрифугирования часть цеолитов увлекается более тяжелыми зернами на дно пробирки. Повторное размешивание осадка с



Фракция 2 — 5 мк обр. 180/70  
 а — исходная; б — после разделения;  $\times 920$

той же тяжелой жидкостью и центрифугирование дает возможность увеличить общее количество цеолитов, накапливаемое из единой навески.

Использованный прием искусственного утяжеления агрегатов, загрязняющих пробу, позволил накопить достаточное количество чистых цеолитов для проведения их всестороннего изучения. Мы выделили цеолиты из кварц-глауконитовых песчаников антиповской пачки палеоцена (Нижнее Поволжье). Химический состав цеолитов (табл. 1) и данные дифрактометрии порошкового препарата (табл. 2) позволяют провести сравнение выделенного минерала с цеолитами осадочных пород, описанными в литературе (Бушинский, Шуменко, 1970; Шуменко, 1962; Brown а. о., 1969; Mumpton, 1960). Отсутствие на дифрактограмме рефлексов, не принадлежащих клиноптилолиту (Mumpton, 1960), лишний раз убеждает нас в том, что примененный способ выделения цеолита позволил получить практически мономинеральную фазу, а данные химического анализа могут анализироваться без каких бы то ни было приближенных поправок.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бугцова Г. Ю. К познанию цеолитов гейландитовой группы. Цеолит из палеогеновых отложений юга СССР.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 4.
- Бушинский Г. И., Шуменко С. И. Уточненное определение цеолита из меловых отложений Брянска.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Кац М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле.— Тр. ГИН АН СССР. М., 1966, вып. 158.
- Шамрай И. А. Палеоген Восточного Донбасса и северного крыла Азово-Кубанской впадины. Ростовский ун-т, Ростов, 1964.
- Шуменко С. И. Разности аутигенного осадочного гейландита в верхне-меловых осадках Украины.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 6.
- Brown G., Gaft J. A., Weir A. H. Zeolites of the clinoptilolite-heulandite type in sediments of south-east England.— Mineral. Mag., 1969, v. 37, No. 288.
- Kossowskaya A. G. Genetic associations of sedimentary zeolites in the Soviet Union. Molecular Sieves. III Internat. Conf. 1973, Washington.
- Mumpton F. A. Clinoptilolite redefined. Amer. Mineralogist, 1960, v. 45, No. 3, 4.

**КРИТИКА И ДИСКУССИИ**

УДК 553.434(574.3)

**ФАЦИАЛЬНО-ЦИКЛИЧЕСКИЙ МЕТОД И ПЕСТРОЦВЕТНЫЕ  
МЕДЕНОСНЫЕ ТОЛЩИ ДЖЕЗКАЗГАНА (ответ на «Критические  
замечания...» И. П. Дружинина — Литология и полезные ископаемые,  
№ 4, 1973)**

**В. А. ГОЛУБОВСКИЙ, Т. Н. ГОЛУБОВСКАЯ, Н. В. ЛИТВИНОВИЧ**

Основное замечание к нашей статье (Голубовская и др., 1971) заключается в том, что мы в своих исследованиях не использовали метод фациально-циклического анализа, который «прошел всестороннюю проверку при изучении аридных, ледниковых и вулканогенно-осадочных толщ».

В 1967 г. в отзыве на кандидатскую диссертацию И. П. Дружинина мы указывали, что прямое использование этого метода для изучения толщ Джекказгана представляется неоправданным и невозможным. Свою точку зрения мы достаточно полно аргументировали. Действительно, в чем же существо этого метода и каковы условия, необходимые для его использования?

В основу метода, как указывают его создатели Ю. А. Жемчужников и В. С. Яблоков (1954), положены: «фациальный анализ с одновременным изучением условий залегания, строения и петрографии угольных пластов..., послойное изучение разрезов, изучение строения пластов и слоев и их изменений по простиранию и вертикали» (стр. 3); присутствие маркирующих горизонтов в разрезе (известняки с фауной, пласты угля); наличие повторяемости в разрезе однотипных образований, о которой они пишут, что «еще большую помощь оказало представление о периодичности осадконакопления, выражающейся конкретно в повторении закономерно построенных, хотя и неодинаковых, комплексов осадков, или цикличности строения толщ... Причиной циклического строения мы считали периодическую смену опусканий поднятиями, что обусловило периодические трансгрессии моря» (стр. 6).

Необходимость использования фациального анализа для выяснения происхождения любых толщ очевидна и общепризнана. Однако при этом в каждом конкретном случае природа сама определяет и ограничивает комплекс приемов и признаков, которые можно использовать, устанавливая фациальную принадлежность толщ. Что касается маркирующих горизонтов, то в пестроцветных толщах Джекказгана их нет, за исключением единственной пачки окремельных известняков в верхах таскудукской свиты (Яговкин, 1935; Сапожников, 1948; Тажибаева, 1957, 1964; Зайцев и др., 1961). Таким образом, сопоставить стратигра-

фически детально изолированные разрезы не представляется возможным, и только метод картирования позволяет в какой-то мере восполнить этот пробел, а он-то и показывает, что отдельные пласты и пачки построены линзовидно, быстро выклиниваются и расщепляются, не протягиваясь на сколько-нибудь значительные расстояния (Голубовская и др., 1971), что наряду с размывами и четкой обособленностью линз не позволяет доказать синхронность событий в разных частях территории, т. е. на Джекказгане нет второго условия, необходимого для использования фашиально-циклического метода.

Понимая это, И. П. Дружинин (1963, 1964, 1967) при изучении меденосных толщ Джекказгана и его ближайших окрестностей вынужден был искусственно создавать маркирующие горизонты в виде площадных покровов почвенных образований. Принципиально не отрицая возможности присутствия среди пестроцветов Джекказгана почв пустынной зоны и описывая в этих отложениях такыры (И. П. Дружинин почему-то отождествляет эти образования и объединяет их), мы решительно не видим никаких доказательств, которые устанавливали бы синхронность их возникновения на разобренных площадях.

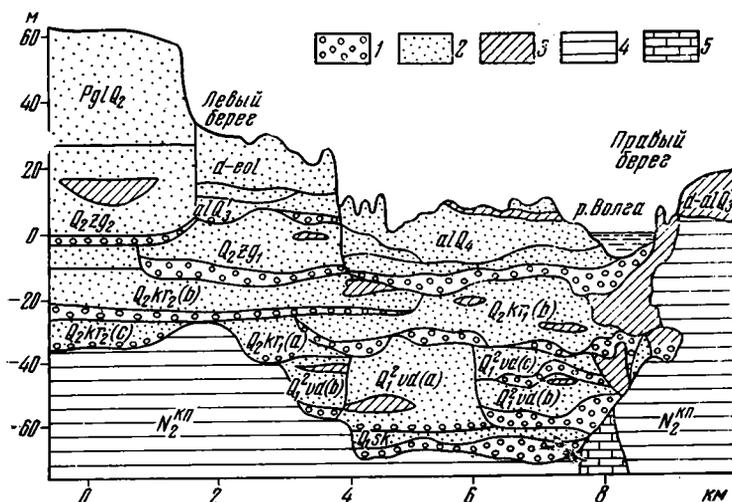
Устанавливаемое повсеместно линзовидное строение меденосных толщ и выявленная автономность формирования отдельных линз характерны для накоплений аллювиально-озерной равнины, постоянное общее опускание которой обусловило значительные мощности. Однако меденосным толщам в каждом отдельно взятом разрезе свойственна повторяемость однотипно построенных комплексов отложений, которая в смежных, даже совсем недалеко расположенных разрезах обычно наблюдается в ином количестве и сочетании. Эта повторяемость и сбита И. П. Дружинина с толку, который, вместо того чтобы разобраться в существе, применил для ее объяснения готовую схему донбасского типа, поставив на место маркирующих горизонтов известняков с фауной и пластов углей архигипотетические покровы почвенных образований.

Далее все разумелось само собой: появились трансгрессии и регрессии, а обычно недостающие трансгрессивные части циклов объяснялись фантастически быстрыми наступлениями моря на совершенно гладкую поверхность. И так за всю историю формирования медистых толщ было 41 раз, ибо И. П. Дружинин насчитал на Джекказгане именно такое количество регрессивных членов ритмов всеобщего распространения (?). Созданная таким образом цикличность, естественно, потребовала необходимых атрибутов морской обстановки — пляжей и баров, кос, пересыпей и подводных дельт, существование которых в описаниях названного автора аргументировано очень слабо по существу характеризующих их признаков и пространственному размещению относительно друг друга (Дружинин, 1963, 1964). Так, подводнодельтовые накопления оказались между сушей и бескрайне обширной зоной баров, пересыпей и кос, отделявших их от моря, — обстановка, не существующая в современных условиях и вряд ли существовавшая в прошлом.

В целом таким образом был создан пестроцветный аналог параличских толщ Донбасса. Однако для восстановления действительной картины седиментации следовало искать аналоги прежде всего среди отложений современности. Оказывается, что в своем морфологическом выражении и прочих характеристиках толщи Джекказгана наиболее схожи с аллювиально-озерными комплексами, которые в каждом отдельном пересечении несут элементы повторяемости (ритмичности) и все же не обладают цикличностью строения на площади (фигура), так как в разных местах области в одно и то же время происходили различные процессы, хотя все они в целом осуществлялись на фоне непрерывного осадконакопления, связанного с общим погружением. Аллювиально-озерный генезис объясняет отсутствие в них остатков морской фауны, но присутствие пресноводных остракод, а также наличие в породах, от-

носимых И. П. Дружининым к подводнодельтовым, отпечатков лап наземных позвоночных (Младенцев и др., 1958; Голубовская и др., 1971).

Итак, под прикрытием использования фашиально-циклического метода И. П. Дружинин делает неверные выводы о морском происхождении пестроцветных толщ Джебказгана. Апологетика привела его к закономерному результату: если использован метод фашиально-циклического анализа, то цикличность обязательна, а следовательно, должны быть налицо причины, ее обуславливающие.



Схематический геологический профиль через долину пра-Волги у Жигулей (по Г. И. Горецкому)

1 — фации размыва — базальные горизонты свит; 2 — фации русловые и пойменные; 3 — фации стариц и делювиальных шлейфов; 4 — отложения кинельской свиты (плиоцен); 5 — отложения карбона; четвертичные и погребенные свиты: *sk* — соликамская, *kr* — кривичская, *ud* — венедская, *zg* — жигулевская

Из сказанного следует, что приемы обсуждаемого метода в целом могут быть использованы в тех случаях, когда существуют реальные реперы, позволяющие надежно, с возможной детальностью коррелировать разрезы, что в свою очередь позволяет удостоверить синхронность повторения тех или иных явлений на той или иной площади. При этом необходимо конкретизировать теоретические основы метода, определив, какие явления следует считать циклическими, а какие нет.

Думается, что любую повторяемость однотипных явлений следует именовать ритмичностью, которая видна непосредственно в поле при изучении разрезов. Циклическостью вслед за Ю. А. Жемчужниковым нужно называть только такую повторяемость явлений, которая обусловлена синхронной смеей на площади закономерно чередующихся связанных процессов, например, трансгрессия и регрессия, сезонные половодья, вековые изменения климата и т. п.

Циклическость требует доказательств. Она выступает по отношению к ритмичности как частное к общему, хотя сама по себе представляет категорию более совершенную. Ритмичность, кроме того, может быть обусловлена повторением случайно сочетающихся, хотя и регионально синхронных процессов — периодические явления вулканизма или сейсей, оставляющие надежные маркеры в непрерывно формирующихся толщах, или быть связанной с особенностями самого процесса седиментации — градиционная слоистость сейсмогенных турбидитных потоков.

При выделении цикличности из ритмичности в каждом конкретном случае особо следует помнить о конвергентности признаков, так как сходные ритмы в одной и той же толще могут быть обусловлены в своем происхождении разными причинами. Например, чередование карбонатных и терригенных пачек может быть вызвано сменой трансгрессий и регрессий и колебаниями в поступлении обломочного материала при постоянстве положения береговой линии.

Повторяемость аллювиально-озерных комплексов несет в себе следы сложного сочетания действия различных причин закономерного и случайного планов (изменения общего и местного базисов эрозии, постоянная миграция рек и водоемов, сезонные и вековые вариации климата и т. д.). Однако все они, во-первых, осуществляются на общем фоне длительного, непрерывного и направленного процесса седиментации и, во-вторых, отличаются значительной автономностью проявления. Иначе говоря, при их формировании не было региональной цикличности процессов седиментации и синхронности однотипных явлений на всей площади.

Все примеры современной седиментации в условиях аллювиально-озерных равнин любых климатических зон свидетельствуют о чрезвычайной пестроте одновременно существующих обстановок. Именно поэтому повторяемость этих комплексов в целом является только ритмичностью, хотя в отдельных интервалах этих толщ и на отдельных участках локально могут существовать и проявляться элементы цикличности. Для выяснения причин повторяемости приемы фашиально-циклического метода имеют неопределимое значение, но пользоваться ими необходимо творчески. Ортодоксальное же применение любого метода нередко приводит к формированию артефактов, что и случилось с И. П. Дружининым при обследовании Джезказгана и его окрестностей.

Несколько слов о недостаточности в некоторых случаях приводимых нами признаков для диагностики фашиальной принадлежности отложений. Обвинения были бы справедливы, если бы тот или иной фиксируемый нами фашиальный тип устанавливался изолированно, оторванно от его окружения. Комплексность и всесторонность нашего подхода к изучению меденосных толщ (изучение стратиграфии, строения, литологии — вещественного состава, структурных и текстурных особенностей пород, морфологии образуемых ими тел, взаимоотношений на площади и в разрезе, палеогеографии) позволили недостающие в природе признаки дополнить и компенсировать анализом ассоциативных и парагенетических связей фашиальных типов. В значительной мере поэтому (но не только, см. Голубовская и др., 1971) подводнодельтовые отложения И. П. Дружинина оказались на самом деле накоплениями конусов выноса сухих дельт, которые, естественно, более свойственны наземным аридным комплексам, чем морским.

И наконец, следует заметить, что, говоря о некоторых фашиальных типах (например, подводнодельтовых, баровых или прочих, полностью или частично недоступных для изучения среди современных отложений), автору «Критических замечаний...» следует помнить, что они со всеми их морфологическими признаками намечены также по ассоциативным связям ископаемых отложений. Именно поэтому все цитированные им выдержки вряд ли следует считать аксиомами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Голубовская Т. Н., Литвинович Н. В., Голубовский В. А. Фашии, фашиальные типы и условия накопления верхнепалеозойских отложений Джезказганской впадины.— В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Дружинин И. П. Фашии пестроцветных отложений джезказганской свиты.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.

- Дружинин И. П.* Закономерности циклического строения пестроцветных отложений джезказганской свиты.— Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1964, № 7.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С.* Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. Предисловие.— Тр. ИГН АН СССР. М., 1954, вып. 151.
- Зайцев Ю. А., Габай Н. Л., Голубовский В. А., Потапочкин В. М., Мартынова М. В.* Геологическое строение Джезказганского района.— В сб.: Большой Джезказган, геология и металлогения. Алма-Ата, 1961.
- Младенцев Г. Д., Наркелюн Л. Ф.* Первая находка отпечатков следов четвероногих позвоночных в верхнепалеозойских песчаниках Джезказгана.— Природа, 1958, № 5.
- Сапожников Г. Д.* Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана.— Тр. ИГН АН СССР. М., Сер. геол., 1948, вып. 93.
- Тажобаева П. Т.* К литологии кремнистых образований джезказганской свиты.— Изв. АН КазССР, сер. геол., 1957, вып. 1 (26).
- Тажобаева П. Т.* Литологические исследования джезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джезказганского месторождения. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.
- Яговкин И. С.* Геологический очерк Джезказгано-Улутавского района.— В сб.: Большой Джезказган, вып. 7. М., Изд-во АН СССР, 1935.

Московский государственный университет

Дата поступления  
5.II.1974

**ХРОНИКА**

УДК 552.14 : 552 : 12.4

**II ВСЕСОЮЗНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ**  
**«КОНКРЕЦИИ И КОНКРЕЦИОННЫЙ АНАЛИЗ»**

**П. В. ЗАРИЦКИЙ, А. В. МАКЕДОНОВ**

II Всесоюзная научная конференция «Конкреции и конкреционный анализ», организованная кафедрой минералогии и петрографии Харьковского университета им. А. М. Горького совместно с Комиссией по осадочным породам при ОГГГ АН СССР и Комиссией по осадочным породам при ОНЗ АН УССР, проходила 27—28 ноября 1973 г. в Харькове. Председатель Оргкомитета — П. В. Зарицкий (Харьковский университет), заместитель председателя — А. В. Македонов (ВСЕГЕИ), ученый секретарь — Л. А. Мамницкая (Харьковский университет).

К началу конференции были опубликованы тезисы 93 докладов и подготовлена выставка конкреций, собранных П. В. Зарицким в угленосной толще Донбасса. В работе конференции приняли участие 100 человек. Основная задача конференции — обобщение результатов изучения конкреций и конкреционных комплексов угленосных формаций и оценка их значения для фациального анализа, корреляции разрезов, палеогеографии и поисков месторождений полезных ископаемых. Группа докладов была посвящена теоретическим вопросам изучения конкреций и диагенеза, а также моделированию процессов конкреццеобразования. Ряд докладов позволил получить достаточно полное представление о конкрециях в осадочных толщах Украины.

Было отмечено, что за сравнительно короткий промежуток времени от Первой до Второй конференции по конкрециям (Ленинград, 1970 г.) продолжалось развитие конкреционного анализа на различных геологических объектах. О расширении этих работ свидетельствуют количество заявленных докладов на конференцию и большой объем новых публикаций. Помимо дальнейшего совершенствования и развития конкреционного анализа в тех осадочных формациях, где он применялся и раньше (угленосные и др.), широко развернулось изучение рудных и нерудных конкреций в рудоносных формациях.

Конференция подтвердила большое научное и практическое значение изучения конкреций и необходимость совершенствования конкреционного анализа как особого метода изучения конкреций. Общим вопросам изучения конкреций и конкреционного анализа были посвящены доклады А. В. Македонова (ВСЕГЕИ) и П. В. Зарицкого (Харьковский университет).

А. В. Македонов рассмотрел конкреционные комплексы угленосных формаций, изложил методику классификации и показал их эволюцию от  $C_1$  до современности.

П. В. Зарицкий в докладе «Минералогия и геохимия конкреционных образований угленосных отложений» рассмотрел особенности химико-минерального состава карбонатных, кремнистых и сульфидных конкреций и минеральных новообразований в них, пределы изоморфизма в карбонатных конкрециях, вопросы о «сфере влияния» конкреционных тел, о глубине образования конкреций под поверхностью осадка, о геохимическом взаимодействии соседних в разрезе разнофациальных слоев, о принципах классификации конкреций, о влиянии фациально-геотектонического и ландшафтно-климатического факторов на изменение состава конкреционных комплексов в нормальном разрезе и на площади.

В докладе А. В. Македонова и П. В. Зарицкого «Конкреццеобразование и стадийность литогенеза» показано, что конкреции образуются на всех стадиях литогенеза и отражают их специфику. Выделены более дробные подразделения — подстадии, или этапы; подчеркнуто, что анализ и учет стадийности конкреццеобразования,

те соотношений со стадиями литогенеза — необходимые условия эффективного применения конкреционного анализа в научных и практических целях. Учет содержания и физико-механических свойств конкреций в залежах полезных ископаемых и вмещающих их породах необходим для прогнозирования горно-геологической обстановки при добыче полезных ископаемых, вскрышных работах и т. п.

Конференция рекомендовала направления работы и практические мероприятия по изучению конкреций: разработка общей теории образования конкреций с проведением специальных экспериментов по их синтезу в условиях, сопоставимых с природными; разработка критериев определения стадий образования конкреций, соответствующих стадиям литогенеза; детальное изучение минералогии и геохимии конкреций и вмещающих их пород; изучение миграции химических элементов при конкрециеобразовании и факторов, регулирующих миграцию; изучение относительной роли эндогенных и экзогенных факторов и выявление специфики конкрециеобразования в вулканогенно-осадочном литогенезе; сравнительно-литологические исследования современных и ископаемых конкреций разных фаций и формаций; изучение конкреций и минеральных ассоциаций, возникших на месте бывших конкреций (метаконкреций) в метаморфизованных и метаморфических породах, для более обоснованного суждения и о характере исходных пород и для палеогеографических реконструкций; изучение конкреций в условиях тектонических дислокаций, неравномерного напряженного состояния пласта, сказывающихся на морфологии, структуре и текстуре конкреций с тем, чтобы использовать конкреционный анализ в комплексе с другими методами для палеотектонических реконструкций. Весьма необходимы монографии по всестороннему изучению конкреций.

Решено провести очередную (Третью) конференцию по конкрециям и конкреционному анализу в 1974 г. (Ленинград, ВСЕГЕИ), посвятив ее изучению рудных конкреций и конкреций в рудоносных формациях.

Харьковский государственный университет,  
ВСЕГЕИ  
Ленинград

Дата поступления  
21.I.1974

**СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1974 ГОД**

В. А. Бабошин. Мера влияния вмещающих и подстилающих пород на продуктивность слюдоносных пегматитов	№ 5
И. Ф. Вовк. Проблема радиогенной метаморфизации природных вод и горных пород	№ 1
Т. А. Вознесенская. Отложения субаквальных пирокластических потоков в ордовике — силуре Сакмарской зоны Урала	№ 1
В. С. Войтович, И. К. Егорова, М. С. Коновалова, И. К. Стороженко. Протерозойские магнетит-гематитовые кварцевые конгломераты северо-восточной Карелии и их металлогения	№ 4
И. И. Волков, В. С. Соколов, Е. Г. Соколова, М. Ф. Пилипчук. Редкие и рассеянные элементы в осадках северо-западной части Тихого океана	№ 2
В. М. Гавшин, В. А. Бобров, Л. С. Зоркина. Количественные соотношения между ураном и фосфором в фосфатоносных осадочных породах	№ 6
В. Х. Геворкьян, М. И. Гусельникова, Л. М. Фролова. Гейландит в углистых породах нижнего мела украинского Причерноморья	№ 5
Б. Ф. Горбачев, Г. Васянов. Каолины Мугуджар и закономерности их размещения	№ 5
Б. П. Градусов. Размещение типов изменений смешаннослойных образований в почвообразующих породах и почвах СССР	№ 2
Э. В. Дмитриев, М. И. Черновский, В. А. Шапошников. О цикличности и слоистости в толще железистых кварцитов Скелеватского магнетитового месторождения в Криворожском бассейне	№ 3
Е. М. Емельянов, Г. С. Харин. Осадкообразование в Гвианской и Северо-Американской котловинах в связи с твердыми выносами Амазонки и Ориноко	№ 2
В. Е. Закруткин, И. В. Швецова. Цирконий в бокситах Южного Тимана	№ 5
Е. И. Зубковская, В. Ф. Филиппович. Палеодолины предбокситовского времени и размещение бокситовых пород в юго-западной части Московской синеклизы	№ 2
В. В. Калинин, М. А. Ратеев, М. Б. Хеиров, А. Я. Шевченко. Глинистые минералы в осадках Белого моря	№ 4
Л. Я. Кизильштейн. Образование конкреций сульфидов железа в угльных пластах	№ 2
Л. Д. Кноринг. Условия формирования пористости песчано-алевритовых пород и их выявление методом факторного анализа	№ 2
Л. Д. Кноринг. Основные факторы, определяющие особенности состава и коллекторские свойства карбонатных пород	№ 6
В. А. Ковалев, А. Л. Жуховицкая, А. А. Соколовская. Связь химического стока рек с заболоченностью водосборов	№ 4
В. Л. Колесников, В. Н. Мазилев. Бирилейское проявление белых бокситов	№ 5
Л. Н. Котова. Отложения раскаленных пирокластических потоков в верхнепалеозойской вулканогенно-обломочной формации Чаткальского и Кураминского хребтов	№ 6
В. Н. Лавренчук, Г. В. Широковский, М. М. Гольдшмидт. Вещественный состав галек из бокситов Аркалыкского месторождения (Казахстан)	№ 2
Ю. А. Лаврушин, Н. В. Ренгартен. Основные черты ледового типа литогенеза	№ 6
А. П. Лисицын, В. В. Гордеев. О химическом составе взвеси и воды морей и океанов	№ 3
Н. А. Лисицына, Б. П. Градусов, Н. П. Чижикова. Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков	№ 6
А. Я. Литвинов, А. С. Сунцев. О взаимоотношении толщ железистых кварцитов с вмещающими породами и возрастном их положении (на примере Оленегорского месторождения. Кольский полуостров)	№ 5
Ю. Р. Мазор, А. К. Матвеев. Изменение углей и вмещающих пород	№ 6
Л. А. Матвеева, А. Г. Черняховский. О выветрелых породах голоцена на Приморской Аджарии и некоторых вопросах теории химического выветривания	№ 4

И. Г. Михеев, Н. К. Фортунатова, В. М. Цейслер. Органогенные постройки в составе верхнеюрской карбонатной формации Юго-Западного Гиссара	№ 1
С. И. Мормиль. Геохимия цезия в галогенной формации Западного Приуралья	№ 5
В. И. Муравьев. О глинообразовании в океанических осадках юго-западной части Тихого океана	№ 4
В. З. Негруца. Некоторые закономерности химизма ятулийских метатесчаных пород Карелии	№ 1
Б. М. Осовецкий. О связи минерального состава тяжелой фракции аллювиальных отложений с их гранулометрией	№ 1
В. И. Попов, А. А. Филиппов. Методика выделения осадочных формаций на основе анализа атласов динамических фашиально-палеогеографических карт	№ 6
Г. Ф. Рожков, Б. С. Соловьев. Результаты систематизации дробных ситовых анализов	№ 5
О. М. Розен. X Всесоюзное литологическое совещание: литология и осадочная геология докембрия. Решение X Всесоюзного литологического совещания	№ 3
Е. А. Романкевич. Биогеохимический состав осадков Тихого океана	№ 1
И. В. Рязанов, Я. Э. Юдович. К дифференциальной теории редкометалльного обогащения контактных зон угольных пластов	№ 4
И. В. Рязанов, Я. Э. Юдович. К теории связи содержаний элементов-примесей в углях с зольностью углей	№ 6
Э. Э. Сендеров. О влиянии pH и растворенной углекислоты на замещение цеолитов глинистыми минералами	№ 5
Е. А. Соколова. Кубинский тип марганцевоносных вулканогенно-осадочных формаций	№ 3
А. С. Соколов. Литология в проблеме расширения ресурсов фосфатного сырья	№ 3
Н. М. Страхов. Геохимическая асимметрия тихоокеанских отложений, ее причины и возраст	№ 1
Н. М. Страхов. Об эксгальциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках	№ 3
Н. М. Страхов. Условия образования рудных накоплений Fe и Mn в Тихом океане	№ 5
П. П. Тимофеев, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, Л. И. Боголюбова, В. А. Дриц. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования	№ 3
Ю. А. Третьяков. Зоны разубоживания Верхнекамского калийного месторождения	№ 1
Г. С. Харин. Фосфатистые породы подводного хребта Ян-Майен (Северная Атлантика) и связь их с вулканизмом	№ 1
И. В. Хворова. Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их формирования	№ 2
И. В. Хворова, Б. П. Градусов, М. Н. Ильинская. Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования	№ 3
В. Н. Холодов. Академия наук и развитие литологии (К 250-летию АН СССР)	№ 3
В. Н. Холодов, Ю. О. Гаврилов. О закономерностях распределения малых элементов в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-су (Восточное Предкавказье)	№ 6
Ю. Г. Цеховский, Б. П. Градусов, А. Л. Дмитрик, Н. П. Чижикова. Горизонты почвообразования и выветривания латеритного типа в аркалыкской свите Центрального Казахстана	№ 4
А. Г. Черняховский. Риббсит в коре выветривания Приморской Аджарии	№ 1
Л. В. Черткова, Ю. Н. Гурский. Состав углеводородных газов в донных отложениях Черного моря на разрезе Херсонес — Босфор	№ 5
А. А. Чистяков. О возможностях фашиального анализа горного аллювия и его значении при поисках месторождений полезных ископаемых аллювиального генезиса	№ 5

#### Краткие сообщения

Г. Н. Батурин, В. З. Блисковский. Редкие элементы в костном фосфате со дна океана	№ 2
Г. Н. Батурин, А. В. Коченов. Содержание урана в океанских фосфоритах	№ 1
В. И. Белкин, И. В. Рязанов. О понятиях сортированности и однородности гранулометрического состава осадочных пород	№ 2
Н. П. Бетелев. О физико-химических преобразованиях горных пород в зоне многолетней мерзлоты	№ 5
Б. А. Богатырев, С. К. Гипп, В. Н. Григорьев. О предвизейской «латеритной коре» выветривания в Средней Азии	№ 1
Л. И. Боголюбова, В. А. Дриц, Б. А. Сахаров, А. Л. Соколова, А. Г. Черняховский. Смешаннослойные каолинит-монтмориллониты из коры выветривания Закавказья	№ 5
Е. З. Бурьянова, Г. Г. Кочин, Н. П. Трифонов. О распространении анальцима в верхнепермских медистых отложениях Приуралья	№ 5

Ю. Я. Валиев. Закономерности распределения бора в юрских отложениях Гиссарского хребта	№ 4
У. Г. Дистанов, З. И. Глезер. Силикофлагеллит — новый тип опаловых кремнистых пород	№ 2
А. Д. Додатко, Л. П. Жлуктенко. К вопросу о диагностике гиббсита при поисках бокситов	№ 4
В. В. Заморуев. О штриховке на галках и валунах	№ 4
Л. М. Израилев, Н. А. Соловьева. Аутигенный монацит в верхнепалеозойских отложениях Орулганского антиклинория (Сев. Верхоянье)	№ 5
Я. Ф. Канана. О связи медно-свинцово-цинковых рудопоявлений нижней перми Бахмутской котловины с сульфидным оруденением Нагольного кряжа в Донецком бассейне	№ 1
Л. И. Киселев. Обломочный материал в бокситах Мугоджарских месторождений	№ 1
В. С. Конищев. О взаимосвязи калийных горизонтов с конседиментационными соляными структурами Припятского прогиба	№ 4
В. М. Куршс. Двойная косая слоистость и условия ее образования	№ 4
Р. Г. Матухин, С. Р. Пашкевич, П. Н. Соколов, Е. А. Черевков. О среднедевонских галогенных отложениях на северном побережье оз. Лама (северо-запад Сибирской платформы)	№ 4
Н. М. Митряева, Д. Н. Муратова. Явления диагенеза и оползневые нарушения в рудах стратиформных свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана	№ 2
В. В. Могаровский. К вопросу об альпийском эндогенном рудогенезе в Афгано-Таджикской депрессии и ее горном обрамлении (Таджикистан)	№ 6
В. И. Муравьев. Изменение состава глинистых минералов продуктивных пластов Кенкияка и Акжара (Северный Казахстан)	№ 5
Т. В. Немова. Литологические особенности пород гранулитовой фации метаморфизма	№ 2
Н. М. Никитин, А. П. Дьяченко, В. Я. Легедза, А. Н. Шелехов, М. Ф. Заварзина. О сапропелевых углях в каменноугольных отложениях Новооскольского района КМА	№ 2
А. А. Нырко, А. Ф. Горовой. О бокситах Камбоджи	№ 4
А. М. Плякин. О возрасте латеритных бокситов Тимана	№ 4
А. Б. Посудиевский. О зависимости сцепления угольного пласта с непосредственной кровлей от условий ее образования	№ 4
Б. И. Прокопчук, В. А. Скосырев. Состав грубообломочного аллювия рек Анабарского района в связи с проблемой алмазоносности	№ 2
А. С. Родионова, М. С. Ковалевская. Распространение диккита в угленосной формации Донецкого бассейна	№ 6
К. Ф. Родионова, Ф. Е. Окунькова, Б. И. Маевский, М. С. Телкова, С. И. Голованова. К минералогической и битуминологической характеристике газоносных отложений неогена внешней зоны Предкарпатского предгорного прогиба	№ 1
Б. В. Рыжов. О генезисе валунсодержащих суглинков бассейна р. Северная Сосьва (Урал)	№ 1
Н. Т. Рыгузов. Высокоглиноземистые породы Криворожского бассейна	№ 4
Б. И. Сребродольский. О сернокислотном разложении угленосных пород на горящих терриконах Донецкого бассейна	№ 6
Е. Ф. Станкевич. О роли подземных рассолов в питании калиеносных солеродных бассейнов	№ 2
Д. С. Туровский, С. А. Резников. Карбонаты в донных отложениях Аральского моря	№ 5
О. П. Ушаков, В. Я. Чернов. Хемогенно-осадочные и гидротермально-метасоматические кремнистые породы северной части Бетпак-далы (Центральный Казахстан)	№ 1
Д. П. Хорошева, А. Е. Добренский, А. В. Дюков. К вопросу о возможной бокситоносности коры выветривания кристаллических пород зоны сочленения Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины	№ 6
С. И. Шуменко, И. С. Чумаков. Гейландит из отложений долины реки Нила	№ 6
В. М. Ярошевич. Метасоматические доломиты северного склона Западного Саяна	№ 4

#### Методика

Е. С. Базилевская. Фазовое определение манганита в марганцевых рудах	№ 1
В. И. Гороян, А. А. Гусейнов, Л. А. Коцеруба, С. Н. Тесаков, В. А. Аракелян. Целевая фактографическая информационно-поисковая система «Литология и коллекторские свойства пород»	№ 2
В. И. Муравьев. К методике выделения цеолитов из осадочных пород	№ 6
В. П. Потапов, А. Ф. Евсеев. Прибор для ускоренного количественного осаждения глинистой фракции из суспензий низкой концентрации	№ 4

- В. И. Сиротин. О возможном варианте классификации четырехкомпонентных терригенных осадочных пород № 2  
 Л. Д. Шпора. К методике определения пространственной ориентировки рудодносных тел в древних дислоцированных аллювиальных отложениях № 5

#### Критика и дискуссии

- Г. И. Бушинский. О книге С. И. Шуменко «Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии», Издание Харьковского государственного университета, 1971 г. № 4  
 А. И. Дзенс-Литовский. О работе С. М. Кореневского «Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций» № 5  
 Г. Ф. Крашенинников. Новая монография по генетическому исследованию осадочных пород (О книге Н. Blatt, G. Middleton, R. Murray. Origin of Sedimentary Rocks) № 4  
 В. Н. Холодов. Комментарий к статье Е. М. Шмарнивича «В защиту картирования эпигенетических изменений как ведущего метода в познании их генезиса» № 5  
 Е. М. Шмарнивич. В защиту картирования эпигенетических изменений как ведущего метода в познании их генезиса № 2

#### Хроника

- П. В. Зарицкий, А. В. Македонов. Всесоюзная научная конференция «Конкреции и конкреционный анализ» № 6  
 О. М. Розен. X Всесоюзное литологическое совещание: «Литология и осадочная геология докембрия. Решение X Всесоюзного литологического совещания № 3  
 К 10-летию журнала «Литология и полезные ископаемые» (1963—1973) № 1  
 А. Б. Ронов. К 60-летию со дня рождения № 4  
 В. С. Яблоков № 2  
 На смерть В. С. Яблокова. Памяти друга № 2

#### Опечатки в № 5, 1974 г.

Напечатано:	Следует читать:
Стр. 2, 1 строка сверху — Localisation of concretions of Fe and Mn ore concretions in the Pacific Ocean	Localisation of ore concretions of Fe and Mn in the Pacific Ocean and their genesis.
Стр. 2, 15 строка сверху — caesium	cesium
Стр. 158, 4 абзац, 3 строка сверху — Но иногда	Но тогда
Стр. 160, 2 абзац, 1, 2, 3 строки сверху — ...то любое обеление, связанное с современными почвенными процессами и древнечетвертичное, обусловленное эпигенетическими процессами редкометального рудообразования, — позднее образование розовой окраски	...то любое обеление, как связанное с современными почвенными процессами, так и с древнечетвертичным редкометальным рудообразованием возникло позднее образования розовой окраски
Стр. 161, 1 абзац, 7 строка сверху — редкоземельного	редкометального
Стр. 164, 2 строка снизу — В защиту картирования эпигенетических изменений как метода...	В защиту картирования эпигенетических изменений как ведущего метода...

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. KOSOVSKAJA, 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, ГИИ АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

---

Сдано в набор 2/Х-1974 г. Т-13469. Подписано к печати 3/ХII-1974 г. Тираж 1375 экз.  
Зак. 4306. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. л. 5. Усл. печ. л. 14,0+1 вкл. Уч.-изд. листов 15,6.

---

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10